

МИНИСТЕРСТВО ГЕОЛОГИИ СССР

СИБИРСКИЙ НАУЧНО-ИССЛЕДОВАТЕЛЬСКИЙ ИНСТИТУТ
ГЕОЛОГИИ, ГЕОФИЗИКИ И МИНЕРАЛЬНОГО СЫРЬЯ
(СНИИГГИМС)

Выпуск 147

В. И. БГАТОВ

**ЛИТОЛОГО-ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ
ОСАДКООБРАЗОВАНИЯ В ОРДОВИКЕ И СИЛУРЕ
СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ**

КРАСНОЯРСК · 1973

МИНИСТЕРСТВО ГЕОЛОГИИ СССР

СИБИРСКИЙ НАУЧНО-ИССЛЕДОВАТЕЛЬСКИЙ ИНСТИТУТ
ГЕОЛОГИИ, ГЕОФИЗИКИ И МИНЕРАЛЬНОГО СЫРЬЯ
(СНИИГГИМС)

Выпуск 147

В. И. БГАТОВ

**ЛИТОЛОГО-ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ
ОСАДКООБРАЗОВАНИЯ В ОРДОВИКЕ И СИЛУРЕ
СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ**

ЛИТОЛОГО-ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ ОСАДКООБРАЗОВАНИЯ В ОРДОВИКЕ И СИЛУРЕ СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ. В. И. Бгатов. Труды Сибирского научно-исследовательского института геологии, геофизики и минерального сырья (СНИИГГИМС), вып. 147, 1972, стр.

В книге освещается широкий круг вопросов, связанный с восстановлением закономерностей формирования терригенно-карбонатных и карбонатных толщ. Объектом исследования являются ордовикские и силурийские образования Сибирской платформы. На основании детального изучения их вещественного состава, геохимических особенностей проведено расчленение разнофациальных разрезов на огромной территории Сибирской платформы. Полученные материалы свидетельствуют о том, что внешне однородные терригенно-карбонатные и карбонатные толщи платформенного чехла по литолого-геохимическим особенностям отчетливо подразделяются на ряд крупных, циклично построенных тел — осадочных серий. Переходные зоны между ними соответствуют смене режимов осадконакопления. Они формировались при относительном выравнивании областей питания, где в ряде случаев, в условиях благоприятного климата протекали процессы сравнительно интенсивного химического выветривания. Об этом свидетельствуют остатки структурного элювия, переотложенные продукты коры выветривания и связанные с ними фосфориты, повышенные концентрации малоподвижных в зоне гипергенеза элементов семейства железа — титана, никеля, ванадия, хрома, кобальта. Генетическая связь пород, формирующих срединные горизонты осадочных серий с формацией коры выветривания, отсутствует или весьма отдаленная. Здесь в благоприятных условиях локализовались такие полезные ископаемые, как celestine, флюорит и другие, т. е. соединения легкоподвижных в зоне выветривания элементов.

Разработаны и описаны литолого-геохимические методы изучения и расчленения терригенно-карбонатных и карбонатных толщ. Применение их позволило скоррелировать разрезы различных фациальных зон по узким стратиграфическим интервалам, соответствующим отдельным этапам развития седиментационных циклов. Это обеспечило выбор срезов для построения палеогеографических схем. Такие схемы могут служить основой для научного прогнозирования осадочных полезных ископаемых, поскольку каждый этап развития крупных циклов седиментации определяет свои парагенетические ассоциации пород и полезных ископаемых.

В работе уделено внимание миграционным особенностям химических элементов в зоне гипергенеза, рассмотрены также вопросы генезиса фосфоритов, глауконитовых осадков, граптолитовых сланцев. Сибирская платформа обосновывается как крупнейшая стронциерудная провинция.

Книга рассчитана на широкий круг литологов и геохимиков.

Табл. — 63; илл. — 70, библиография — 254 назв.

Б $\frac{0291-000}{M147(03)-73}$ 59-73

ВВЕДЕНИЕ

Ордовикские и силурийские отложения широко распространены на территории Сибирской платформы. Это преимущественно терригенно-карбонатные образования. В современном эрозионном срезе главные поля развития их (рис. 1) обрамляют крупнейшую структуру — Тунгусскую синеклизу, выполненную верхнепалеозойскими существенно-терригенными и триасовыми туфогенно-эффузивными породами.

Стратиграфия ордовика и силура изучена относительно хорошо. Намного хуже изучен вещественный состав пород. Достаточно сказать, что пока нет ни одной работы монографического характера, освещающей литологию и геохимию указанных отложений. Восполнению существующего пробела и посвящен данный труд.

Начиная с 1951 года автор почти ежегодно проводил изучение разрезов Сибирской платформы.

За это время изучены почти все основные поля развития ордовикских и силурийских отложений: в бассейне р. Вилюя, включая его такие крупные притоки, как Марха и Моркока, в бассейне р. Котуя (долины рек Амбардаха, Маймеча, Мойеро и Мойерокан), в бассейне нижнего течения р. Енисея (главным образом в долинах рек Левый Омнутах, Кулюмбе, Курейки и др.), в бассейне среднего течения р. Енисея (долина р. Подкаменной Тунгуски и ее притоки). Кроме того, был изучен керновый материал многих скважин, пробуренных Норильской комплексной экспедицией Красноярского территориального геологического управления.

Поскольку фактический материал накапливался в течение длительного времени, естественно, менялись методика исследований, представления о геологическом строении того или иного района, а поэтому степень изученности различных регионов оказалась разной. Это обстоятельство, бесспорно, сказалось и при изложении фактического материала.

Наиболее детально исследования проведены в северо-западной части Сибирской платформы — на территории Дудинского и Игарского районов Красноярского края, что связано с прекрасной обнаженностью пород по многочисленным правобережным притокам р. Енисея и большим объемом буровых работ, проводимых здесь в связи с поисками нефти, газа и медно-никелевых руд. Кроме того, работы здесь проведены, главным образом, в течение последних лет, когда была отработана методика исследований. В остальных районах платформы отложения ордовика и силура изучались только по естественным разрезам, благодаря чему степень их изученности определялась характером обнаженности.

Предлагаемая работа подчинена единой цели — вскрытию закономерностей осадконакопления в ордовике и силуре Сибирской платформы. На основании детального изучения вещественного состава, вклю-

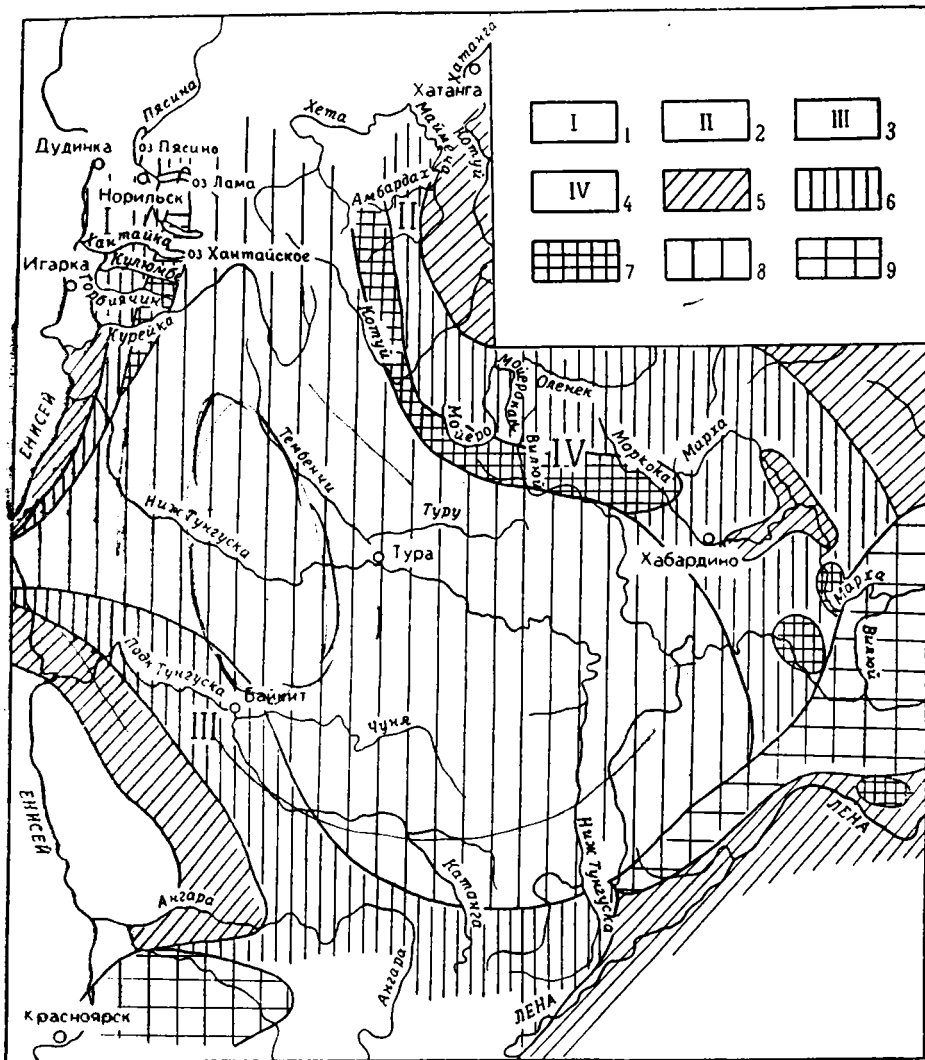


Рис 1. Схема расположения изученных районов:

1 — северо-западная окраина Тунгусской синеклизы (разрезы: Южно-Пясинская площадь, р. Левый Омнутах, р. Имангда, р. Кулумбе, р. Горбнячин); 2 — северо-восточная окраина Тунгусской синеклизы (разрезы: р. Маймечя, р. Амбардах); 3 — юго-западная окраина Тунгусской синеклизы (бассейн р. Подкаменной Тунгуски); 4 — восточная окраина Тунгусской синеклизы (разрезы: р. Мойеро, р. Мойерокап, р. Моркока); 5 — районы преимущественного развития кембрийских пород; 6 — то же, ордовикских пород; 7 — то же, силурийских и девонских пород; 8 — то же, каменноугольных, пермских и триасовых пород; 9 — то же, юрских и меловых пород

чая и геохимическую характеристику пород, автор стремился реставрировать начальные условия породы- и рудообразования, оценить возможную связь, взаимообусловленность и направленность различных аспектов осадкообразования, разработать литолого-геохимические методы корреляции терригенно-карбонатных пород чехла платформ.

В камеральные периоды было проведено около 20 тысяч различных видов анализов пород и минералов, обработка которых выполнена с применением методов математической статистики.

Шлифы изготовлены в мастерской СНИИГГИМС, механические анализы с разделением песчано-алевритовой фракции на легкие и тяжелые минералы проведены в лаборатории механического анализа СНИИГГИМС и в ЦНИЛ Северо-Кавказского геологического управления. Термические, спектральные количественные, рентгенструктурные анализы проведены в соответствующих кабинетах СНИИГГИМС Г. В. Белобородовой, М. Н. Нехорошковой, Л. Д. Малюшко, Н. Т. Мандриковой, М. Ф. Соколовой. В тех случаях, когда в результате спектральных анализов выявлялись образцы пород с большим содержанием стронция, они подвергались дополнительному анализу в кабинете пламенной фотометрии (аналитик Н. М. Бабина). Химические анализы выполнены аналитиками Ю. С. Трофимовой и М. М. Сотниковой.

За замечания и советы при ознакомлении с рукописью данной работы автор признателен академику Б. С. Соколову, члену-корреспонденту АН СССР М. М. Одинцову, докторам геолого-минералогических наук Л. Л. Халфину, М. М. Калинин, Ю. П. Казанскому, Д. А. Родионову, С. Ф. Павлову, С. М. Замараеву. Много полезных советов и дружеской помощи в процессе полевых и камеральных исследований автору оказали кандидаты геолого-минералогических наук А. В. Ван, В. И. Драгунов, Р. Г. Матухин, В. Г. Матухина, Е. П. Марков, Н. А. Лизалек, В. Е. Савицкий и другие. Большую оформительскую и техническую работу выполнили М. И. Голубев, В. Н. Поцелуева, А. А. Макарович, Л. Н. Компанец, Т. И. Чашникова. Всем перечисленным лицам автор выражает свою искреннюю благодарность.

Особенно многим автор обязан доктору геолого-минералогических наук, профессору В. П. Казаринову за постоянную помощь на всех этапах выполнения настоящей работы.

К МЕТОДИКЕ ИЗУЧЕНИЯ ТЕРРИГЕННО-КАРБОНАТНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ

При изучении осадочных толщ в пределах крупных регионов важнейшей задачей литолога является вскрытие таких закономерностей в изменении вещественного состава разновозрастных пород, которые бы дали дополнительные обоснования для корреляции разрезов. На современном уровне состояния геологической науки корреляция разрезов должна основываться не только на данных палеонтологических материалов, но и на данных минералогического и химического состава терригенных и хемогенных отложений, т. е. на материалах литологического анализа, включающего и геохимическую характеристику пород. Правильно проведенная корреляция дает надежное обоснование для реконструкций меняющихся во времени и пространстве палеографических обстановок. Без таких реконструкций невозможен научный прогноз на осадочные полезные ископаемые.

По своей природе разрезы осадочных толщ ритмичны. Эта ритмичность выражается в закономерной смене во времени трансгрессивных осадков регрессивными, олигомиктовых и мономинеральных толщ полимиктовыми, терригенными хемогенными и т. д. Но четкость проявления ритмичности неодинакова и зависит от фациальных обстановок, в которых формировались соответствующие осадки. Поэтому важно найти такие методики исследования, которые бы позволили выделять разновозрастные ритмы в осадочных толщах, формировавшихся в различных фациях крупных бассейнов осадконакопления.

Новосибирские литологи большое значение при выделении осадочных серий (крупные ритмы, время формирования которых по В. П. Казаринову, соответствует примерно 17—20 млн. лет) придают определению зрелости пород. Ими предложен ряд показателей и коэффициентов, ос-

нованных на изучении минералогического и химического состава песчано-алевритовой и глинистой фракций, распределения и соотношения малых элементов и т. д. Надо отметить, что все эти характеристики, разбор которых мы приведем ниже, родились и успешно применялись главным образом при изучении существенно терригенных толщ — мезозойских и кайнозойских отложений Западно-Сибирской плиты (Казаринов, 1958; Гурова, Казаринов, 1962; Казанский, 1963; Родин, Олли, 1963 и др.), деюза и карбона Саяно-Алтайской области (Акульшина, Бгатов, Казаринов, Косолобов, 1960; Косолобов, 1963; Предтеченский, Янов, 1963 и др.), карбона и перми Сибирской платформы (Бгатов, Герасимов, Дивина, 1967) и т. д. Терригенно-карбонатные же толщи чехла Сибирской платформы имеют ряд специфических особенностей, а поэтому их изучение потребовало от автора не только критического отношения к существующим методикам, но и применения некоторых новых методических приемов. Автор стремился возможно полнее осветить состав пород всех изученных разрезов ордовика и силура на основании гранулометрической, минералогической и геохимической характеристик с тем, чтобы выявить основные закономерности и направленность осадкообразования.

ГРАНУЛОМЕТРИЧЕСКИЙ АНАЛИЗ

Массовый гранулометрический анализ пород по всем изученным разрезам во многом облегчил решение вопросов о фациальной принадлежности осадков, об изменениях условий осадконакопления во времени и пространстве, позволил более обоснованно провести классификацию пород.

При характеристике гранулометрического состава пород на соответствующих графиках показаны содержания фракций крупнее 0,01 мм, мельче 0,01 мм, а также растворимая часть. За редким исключением, первая из названных фракций, там где она имеется, сложена только частицами алевритовой размерности, чаще в пределах 0,25—0,05 мм. Нередко, особенно силурийские отложения, характеризуются полным отсутствием терригенных частиц и этой размерности. Иногда же количество алевритовой фракции в породах таково, что в принятом масштабе изобразить ее на рисунке невозможно (количество менее 1%).

АНАЛИЗ ОБЛОМОЧНЫХ ФРАКЦИЙ

В пределах Сибирской платформы ордовикские и силурийские отложения по преимуществу карбонатные. При изучении их выяснилось, что анализировать терригенную составляющую часто затруднительно. Во многих случаях в известняках или доломитах не обнаруживается достаточного количества песчано-алевритовой составляющей для ее изучения в шлифах или иммерсионных препаратах. В расчет принимались только те результаты анализов иммерсионных препаратов легких фракций, в которых удалось подсчитать не менее 150 зерен. Если же количество зерен в препарате было меньше, то результат анализа на график не наносился как необъективный. Совершенно ясно, что в этих условиях оказались неохарактеризованными большие интервалы разрезов, поскольку слагающие их породы практически не содержат обломочной фракции песчано-алевритовой размерности. Объективность информации о составе песчано-алевритовой фракции при подсчете 150 зерен и более обоснована экспериментально Р. С. Родиным (Бгатов, Казаринов и др., 1962).

Исследования показали, что обломочная песчано-алевритовая фракция в нерастворимом остатке пород сложена кварцем и полевыми шпатами. Редко и в небольших количествах встречались слюды и облом-

ки кремней. Содержание этих компонентов показано графически. За 100% принято общее количество терригенных компонентов в соответствующих фракциях. Для определения зрелости пород при литолого-формационном анализе по данным минералогического состава обломочной части пород подсчитываются коэффициенты мономинеральности, устойчивости и выветрелости. Специфика применения этих коэффициентов для ордовикских и силурийских пород Сибирской платформы рассмотрена ниже.

Коэффициент мономинеральности является численной характеристикой зрелости осадка. Это частное от деления количества устойчивых к химическому выветриванию породообразующих компонентов (кварц, обломки кремней и др.) на количество неустойчивых к химическому выветриванию компонентов (полевые шпаты, обломки алюмосиликатных пород, слюды, пироксены и др.).

Каждый законченный ритм, как правило, достаточно четко «отрисовывается» значениями этого коэффициента. Толщи пород, соответствующие осадочным сериям в основании и кровле, всегда или почти всегда характеризуются повышенными значениями коэффициента мономинеральности. Рубежи относительно высоких значений коэффициента мономинеральности в любых фракциях как бы сигнализируют о стратиграфических уровнях, где в соответствующих фациях могут быть обнаружены перетолженные продукты коры выветривания, а следовательно, и связанные с ними осадочные полезные ископаемые. Отсюда понятно, что определение коэффициента мономинеральности в породах при литологических исследованиях имеет большое как теоретическое, так и практическое значение.

Однако, изучая разрезы осадочных пород в течение ряда лет и анализируя результаты, полученные другими исследователями, автором данной работы было замечено, что величина коэффициента мономинеральности в пределах осадочных серий не всегда объективно отражает изменение зрелости осадочных толщ и иногда весьма чувствительна к незначительным ошибкам исследователя (Бгатов, 1965; Казаринов, Бгатов и др., 1969).

Автор счел целесообразным отказаться от вычисления коэффициента мономинеральности. При изучении терригенной песчано-алевритовой составляющей пород рассчитывалось процентное содержание устойчивых и неустойчивых к выветриванию компонентов. Общая сумма их принималась за 100%. Относительная зрелость пород по терригенным компонентам в пределах осадочных ритмов характеризуется разницей в процентном содержании минимальных и максимальных значений устойчивых и неустойчивых к химическому выветриванию компонентов (в наших случаях только кварца и полевых шпатов).

Методика определения зрелости пород по обломочным компонентам позволяет графически изображать вещественный состав терригенной фракции, что, конечно, имеет определенное значение для минералогическо-петрографической характеристики пород анализируемых разрезов и для палеогеографических реконструкций. Методика таких построений не нова, и ею широко пользуются литологи, особенно для изображения состава минералов тяжелой фракции в породах. Необходимо лишь принять такую систему изображений, чтобы «разделить» устойчивые и неустойчивые к химическому выветриванию компоненты. Но ниже будет показано, что для палеогеографических выводов необходимо учитывать лишь изменения соотношений во времени кварца и полевых шпатов.

Коэффициент устойчивости — отношение общего количества устойчивых к химическому выветриванию минералов к количеству неустойчивых в тяжелой фракции песчано-алевритовой составляющей осадка. Этот коэффициент был предложен А. П. Сиговым (1956)

под названием палеогеографического коэффициента. Использование этого коэффициента для суждения о закономерностях осадконакопления на территории Сибирской платформы, особенно в палеозойских отложениях, с нашей точки зрения, не представляется возможным.

Мы уже отмечали, что выход минералов тяжелой фракции в обломочной части пород палеозойских образований платформы обычно незначителен, что невозможно сделать объективных подсчетов. Но дело даже и не в этом. Использование этого коэффициента невозможно и по следующим соображениям. Группа тяжелых минералов имеет чрезвычайно широкий диапазон колебания величины удельного веса — от 3 до 5 и более. А это значит, что действие механической дифференциации должно резко сказаться при их захоронении в областях аккумуляции, особенно в морских условиях. Более тяжелые минералы в результате естественного шлихования будут характеризовать пляжевые россыпи, а более легкие по удельному весу — снесены и захоронены вдалеке от областей питания.

И еще одна деталь. В настоящее время существует много таблиц с характеристикой устойчивости тяжелых минералов в зоне выветривания. Наиболее часто в работах литологов приводится таблица А. А. Кухаренко. Проанализируем ее в свете разбираемого вопроса. В табл. 1 показаны устойчивость тяжелых минералов при выветривании по А. А. Кухаренко (Рухин, 1958) и данные удельных весов для соответствующих минералов (Бетехтин, 1950).

Анализ табл. 1 приводит к весьма интересным выводам. За редким исключением, неустойчивые и умеренно устойчивые при выветривании минералы характеризуются меньшими удельными весами по сравнению с минералами устойчивыми и весьма устойчивыми. Следовательно, коэффициент устойчивости вообще непригоден для изучения разрезов, характеризующих морские отложения, где в результате механической дифференциации материала в процессе его захоронения в прибрежных фациях будут сосредотачиваться в соответствующих фракциях осадка только устойчивые к выветриванию минералы, поскольку удельный вес их обычно большой, а в зонах, удаленных от источников сноса, будут накапливаться минералы неустойчивые к выветриванию, поскольку они, как правило, обладают меньшими удельными весами. В самом деле, только пирит из неустойчивых и ортит из умеренно устойчивых групп минералов обладают высокими удельными весами. Но пирит в качестве терригенного минерала встречается исключительно редко (обычно в породах он аутигенный), а ортит вообще довольно редкий минерал. Среди же группы весьма устойчивых минералов только андалузит обладает небольшим удельным весом, но и он в осадках тоже довольно редок.

Итак, можно сделать заключение, что использование коэффициента устойчивости (палеогеографического коэффициента) для регистрации условий осадконакопления в морских отложениях невозможно. Этот коэффициент если и пригоден, то только для изучения континентальных толщ, где механическая сортировка материала выражена слабо. Именно при изучении таких толщ А. П. Сиговым и был выведен палеогеографический коэффициент, позволивший ему обосновать ряд интересных закономерностей по условиям формирования мезозойских и кайнозойских кор выветривания Урала и продуктов их ближайшего переотложения, а также по закономерностям распределения полезных ископаемых, связанных с корами выветривания.

К аналогичным же выводам можно прийти, если проанализировать таблицы устойчивости тяжелых минералов по другим авторам, например, по Ю. П. Казанскому (1959), Петтиджону (Pettijon, 1957) и др.

Коэффициент выветрелости представляет собой разность видности коэффициента мономинеральности. Он отражает отношение

Таблица 1

Устойчивость некоторых тяжелых минералов при выветривании
(по А. А. Кухаренко) и их удельный вес

Неустойчивые	Удельный вес	Умеренно устойчивые	Удельный вес	Устойчивые	Удельный вес	Весьма устойчивые	Удельный вес
Пирит	4,9 — 5,2	Апатит	3,18—3,21	Барит	4,3 — 4,7	Анализ	3,9
Оливин	3,0 — 3,5	Хлоритид	3,4 — 3,6	Силлиманит	3,23—3,25	Андалузит	3,1 — 3,2
Ромбические пироксены	3,1 — 3,5	Аксинит	3,25—3,3	Ставролит	3,65—3,77	Топаз	3,52—3,57
Биотит	3,02—3,12	Ортит	4,1	Дистен	3,56—3,68	Шпинель	3,5 — 3,7
Авгит	3,2 — 3,6	Диопсид	3,27—3,38	Ильменит	4,72	Корунд	3,95—4,1
Обыкновенная роговая обманка	3,1 — 3,3	Актинолит	3,1 — 3,3	Гематит	5,0 — 5,3	Брукит	3,9 — 4,0
		Тремолит	2,9 — 3,0	Сфен	3,29—3,56	Лейкоксен	3,9
		Эпидот	3,35—3,38	Магнетит	4,9 — 5,2	Хромшпинелиды	4,0 — 4,8
		Цоизит	3,25—3,36	Моноцит	4,9 — 5,5	Рутил	4,2 — 4,3
				Перовскит	4,03	Циркон	4,68—4,7
				Гранаты	3,5 — 4,2		

количества SiO_2 к Al_2O_3 , установленных химическим путем в песчано-алевритовой фракции пород исследуемых разрезов. Данный показатель может применяться с большими ограничениями только при анализе песчано-алевритовой легкой фракции, сложенной полевыми шпатами и кварцем. В этом случае величина коэффициента будет определяться как отношение суммы кремнезема, заключенного в кварце и полевых шпатах, к сумме глинозема, связанного с полевыми шпатами. При этом должна быть полная уверенность в том, что и кварц и полевой шпат в каждом конкретно изучаемом образце — образования терригенные. На территории же Сибирской платформы, в пределах ордовикских и силурийских отложений, существенную роль играют часто аутигенный кремнезем, аутигенный кварц и полевые шпаты. Следовательно, применение его здесь также не представляется возможным. При изучении терригенных образований в породах ордовика и силура Сибирской платформы зрелость следует рассчитывать по соотношению терригенных обломков только кварца и полевых шпатов. Выбор этих минералов определяется двумя причинами. Кварц и полевые шпаты — наиболее часто встречающиеся минералы в осадочных толщах. Обладая же близкими величинами удельных весов (удельный вес кварца 2,5—2,8; полевых шпатов, включая плагиоклазы — 2,5—2,76), они, надо полагать, имеют общую судьбу в путях миграции и в областях захоронения. Последнее хорошо согласуется и с данными Н. М. Страхова.

На рис. 2 показана схема распределения кластических минералов в гранулометрическом спектре осадков по Н. М. Страхову (1963). Указанный график выведен при изучении делювиальных, пролювиальных и аллювиальных отложений. По оси абсцисс здесь отложены в логарифмическом масштабе размерности частиц в миллиметрах, по ординате — распределение в гранулометрическом спектре обломков пород и мине-

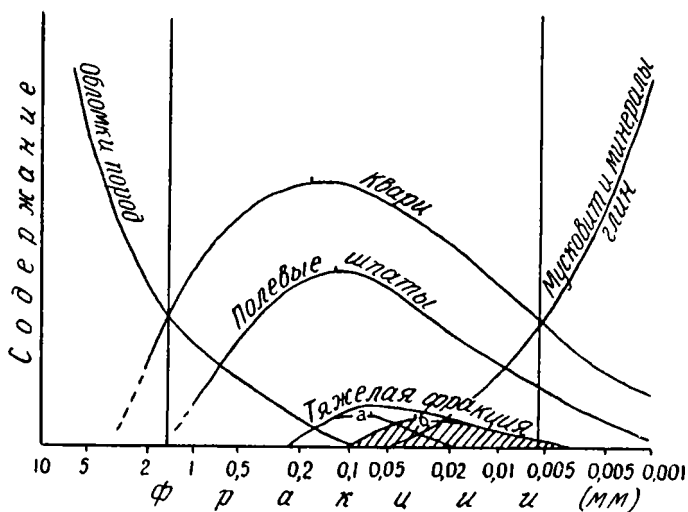


Рис 2. Схема распределения кластических минералов в гранулометрическом спектре осадков (по Н. М. Страхову):

а — более легкие и твердые минералы тяжелой фракции (турмалин, эпидот, ставролит), *б* (и заштриховано) — более тяжелые и мягкие минералы тяжелой фракции (циркон, рудные, апатит и др.)

ралов. Этот график отчетливо показывает, что различные минералы накапливаются в различных фракциях пород. Так, турмалин, эпидот и ставролит сосредотачиваются во фракции с гранулометрической характеристикой 0,2—0,005 мм; циркон, рудные и апатит — во фракции 0,1 — 0,005 мм; мусковит, появляясь во фракции 0,05 мм, резко увеличивается по содержанию в более мелких фракциях, особенно в глинистых, а обломки пород наблюдаются только во фракциях крупнее 0,1 мм. Можно сделать вывод, что накопление перечисленных минералов и обломков пород находится под контролем фаций, а это значит, что они непригодны для сопоставления их в разновозрастных, но разнофациальных отложениях. Кривые же содержания кварца и полевых шпатов для различных фракций остаются эквидистантными.

Следует коротко остановиться также на вопросе — какие изменения в минералогическом составе могут произойти с терригенными компонентами в путях миграции до момента их захоронения. Ответ на этот вопрос имеет принципиальное значение для выводов, которые можно получить при анализе терригенных компонентов осадочных толщ.

Существует мнение, что в процессе длительной транспортировки состав влекомого реками материала существенно изменяется за счет потери неустойчивых к выветриванию минералов. Так, Л. В. Пустовалов (1940) полагал, что в процессе многократного переотложения осадок все более и более освобождается от легко разрушаемых при переносе минералов и обломков пород. Поэтому осадки, завершающие осадочные циклы, характеризуются большей мономинеральностью и часто сложены кварцевыми песками. Он выделял так называемые мотогенные образования, представляющие собой продукты осадочного материала в процессе его миграции.

Исследования, проведенные в СССР и за рубежом, показали, что существенных изменений в минералогическом составе осадков в связи с их удалением от областей сноса не наблюдается. В 1937 году Рассел (Страхов, 1960, т. 9), изучив состав тяжелой фракции аллювия р. Миссисипи на протяжении 1700 км, выяснил, что в изменении содержания неустойчивых минералов вниз по реке никакой закономерности не наблюдается. Н. М. Страхов отмечает, что никаких закономерностей в распределении неустойчивых минералов даже таких как роговые обманки и пироксены не наблюдается и в аллювии других исследованных рек (Волга, Кура, Сыр-Дарья и др.). На этом основании он приходит к заключению, что «активное перетирание минерального детрита даже на огромном двухтысячекилометровом расстоянии в реках не достигает цели и не производит сколько-нибудь заметного отбора минералов по их устойчивости» (Страхов, 1960, т. II, стр. 67). К аналогичным выводам пришли также Н. В. Логвиненко и А. А. Лазаренко (1962), исследовавшие минералогический состав аллювия в среднем и нижнем течении р. Днепра на расстоянии 900 км.

Все эти данные позволяют сделать вывод о том, что состав терригенных компонентов в осадочных породах отражает по существу состав их в областях сноса, главным образом, в коре выветривания, откуда чаще всего и начинают миграцию обломочные компоненты. На это обстоятельство настойчиво указывает в своих работах и В. П. Казаринов, подчеркивая, что минералогический состав обломочных компонентов отражает состав питающих провинций, а изменение коэффициента мономинеральности в пределах осадочных толщ находится под контролем стадий развития континента. Породы высокой зрелости отражают относительно сглаженный рельеф питающих провинций. Низкозрелые породы отражают приподнятый или расчлененный рельеф водосборов, где преобладают процессы физической денудации. Можно

полагать, что анализ соотношения кварца и полевых шпатов в изученных нами разрезах, совместно с другими данными, помогает установить условия осадконакопления в ордовике и силуре Сибирской платформы.

Автор вслед за многими исследователями (Виноградов, Ронов, 1956; Страхов, 1960; Крылов и др., 1961; Ратеев, 1964; Andel, Postma, 1954; Weaver, 1959; Griffin, 1962; Moore, 1963; Biscuete, 1965 и др.) придерживается аллотигенной концепции происхождения глин. Сейчас уже существует много доказательств, что состав глин в континентальных осадках почти полностью зависит от состава выветрелых пород, слагающих водоразделы (Johns, Grim, 1958; Griffin, 1962; Лазаренко, 1964 и др.). В морских бассейнах глинистые минералы в осадках распределяются в зависимости от размеров частиц. Каолинит, обладающий более крупными зернами, приурочен к прибрежным зонам, а центральные части бассейнов обогащаются гидрослюдами и монтмориллонитом (Allen, Johns, 1960; Казанский, Соколова, 1961; Ратеев, 1964; Ронов, Мигдиков, 1960; Казанский, Бгатов, Казаринов, 1967 и др.). Таким образом, при изучении минералогического состава глин чрезвычайно важно учитывать фациальную обстановку, в которой формировался осадок. При изучении ордовикских и силурийских отложений Сибирской платформы выяснилось, что появление каолинита среди глинистых минералов в морских осадках явление редкое, чаще же он фиксировался в надперерывных толщах, формировавшихся во многом за счет перебива и перестроения продуктов коры выветривания. Однако следует отметить, что для широких обобщений о закономерностях распределения глинистых минералов в ордовике и силуре Сибирской платформы данных пока недостаточно.

АНАЛИЗ РАСТВОРИМОЙ ЧАСТИ ПОРОД

Основными минералами в карбонатных разрезах ордовика и силура Сибирской платформы повсеместно являются кальцит и доломит. Изучению закономерностей их распространения в размерах и по площади придавалось большое значение.

Как известно, садка кальцита и доломита совершается только при определенных условиях. Эпохи усиленного кальцитообразования отвечают максимальному развитию трансгрессий моря на континенты и последующему длительному стабильному существованию бассейнов в достигнутых максимальных границах. В гумидных областях преобладает биогенное извлечение кальцита. В условиях же осолоняющихся аридных водоемов биогенная садка кальцита постепенно вытесняется хемогенной и на определенных этапах развития бассейна становится господствующей и даже единственной.

Доломит в гумидных зонах накапливается слабо, но в зонах аридных, особенно в замкнутых водоемах, садка его резко интенсифицируется. Н. М. Страхов (1960) подчеркивает, что в осолоняющихся бассейнах доломитообразование всегда происходит после накопления кальцита. «В ходе осолонения водоемов аридных зон доломитообразование занимает вполне определенное и закономерное место, а именно — всегда происходит после накопления кальцита, при увеличенной минерализации воды. Это наблюдается как на древних морских отложениях всех эпох, так и на современных озерах независимо от их гидрохимического типа. Измененность такой последовательности доказывает с полной очевидностью, что растворимость доломита в природных водах выше растворимости кальцита, каков бы ни был конкретный механизм осаждения доломита».

(т. III, стр. 127). Эти положения полностью подтверждены и нашим материалом по Сибирской платформе.

Принимая во внимание, что разрезы осадочных толщ состоят из трансгрессивных и регрессивных отложений, мы придавали большое значение изучению соотношений кальцита и доломита в существенно карбонатных разрезах, полагая (исходя из вышесказанного), что относительное увеличение кальцита в породах вызывалось нарастанием трансгрессий и, наоборот, относительное увеличение роли доломита в породах вызывалось усилением регрессий.

Необходимо отметить, что количественные данные содержания карбонатных минералов, определенные термическим методом, точны в свободных от глинистой примеси разностях, так как последняя препятствует разложению карбонатных минералов (Хворова, 1958). Иногда процентные содержания кальцита и доломита вследствие большой примеси глинистого вещества в породах получаются значительно заниженными. Ошибка в отдельных случаях может составлять до 40%. Учитывая это обстоятельство, мы, наряду с обычным описанием пород в шлифах, широко применяли микрохимические реакции, что в известной мере контролировало результаты термических анализов.

Результаты анализов по определению количества карбонатов в породах контролировались также данными механических анализов, которые по процентному содержанию растворимой части пород часто (при отсутствии сульфатов) давали возможность судить о сумме кальцита и доломита.

ГЕОХИМИЧЕСКИЙ АНАЛИЗ

Геохимическая характеристика всех изученных разрезов дана на основании определений малых элементов: кобальта, никеля, титана, ванадия, хрома, марганца, бария и стронция. В некоторых случаях, кроме того, приведены данные по другим элементам, в частности, по фосфору.

Автор ставил перед собой задачу проследить корреляционную зависимость малых элементов, а следовательно, возможность корреляции разновозрастных разрезов в разных регионах платформы по малым элементам и особенности накопления тех или иных элементов для восстановления условий осадконакопления, и, наконец, возможность накопления некоторых элементов.

Обычно на графических приложениях принято малые элементы изображать в абсолютных содержаниях в породах (или в отдельных ее фракциях), либо в виде отношений друг к другу геохимически родственных элементов. В первом случае чертежи трудно осмысливаются, поскольку для каждого элемента выбирается свой масштаб изображения в силу резкого различия количественных содержаний отдельных элементов в исследуемом объекте (от десятитысячных долей до целых единиц процента). Во втором случае представляется возможность судить только о наличии (или отсутствии) корреляционных связей между отдельными элементами. Но при такого рода исследованиях геолога интересуют и формы накопления того или иного элемента и, самое главное, возможность его рудных концентраций в пределах исследуемых разрезов или площади. Еще академик А. Е. Ферсман писал: «Всякого рода накопление элементов выше среднего кларка мы называем природной концентрацией его, или, выражаясь давно привычным горным термином, месторождением; действительно, под месторождением мы подразумеваем такое накопление элемента, которое настолько превышает кларковые числа, что позволяет его промышленно эксплуатировать. При условности понятия экономической промышлен-

ной эксплуатации, под понятие «месторождение» приходится относить всякую природную концентрацию элемента». (Избр. труды, 1955, т. III, стр. 459).

Степень концентрации элемента в земной коре может быть весьма различной и выражается коэффициентом концентрации.

Для решения геохимических вопросов в таком аспекте, т. е. для уяснения возможных концентраций изученных элементов в ордовикских и силурийских отложениях, нами на анализируемых разрезах (см. разделы «Геохимическая характеристика») показаны не содержания их, а коэффициент концентрации.

Коэффициент концентрации K_k представляет собой отношение истинного содержания рассматриваемого элемента к его собственному кларку.

$$K_k = \frac{q}{Q}.$$

где q — истинное содержание элемента в породе;

Q — кларк.

Если принять среднее значение коэффициента концентрации каждого элемента за единицу, то можно построить график, в котором справа от единицы будет область концентрации (соответствующие величины будут больше единицы), а слева — область рассеяния элементов (соответствующие значения коэффициента будут меньше единицы). Поскольку мы исследуем осадочные породы, то для расчетов принимаются и соответствующие кларки.

Детально в изученных разрезах проанализировано содержание элементов семейства железа — титана, марганца, ванадия, хрома, никеля, кобальта; щелочно-земельной группы — стронция и бария. Выбор этих элементов не случаен. Элементы группы железа в осадках являются лучшими носителями информации о состоянии процессов химического выветривания в разновозрастных или почти разновозрастных корах выветривания в областях питания, что видно из многочисленных работ по корам выветривания и геохимическим процессам в системе континент — море (Гинзбург, Полюнов, Перельман, Пустовалов, Страхов, Казаринов, Петров, Pettijon и многие другие). Элементы щелочно-земельной группы наиболее чутко реагируют на изменения среды бассейна седиментации, в частности, на изменение солевого режима вод бассейнов (Катченков, 1959; Страхов, 1960; Коробов, 1960 и др.).

Кларки осадочных пород приняты по А. П. Виноградову (1962) и для рассматриваемых элементов они следующие: Ti — 0,45; Mn — 0,067; Cr — 0,01; V — 0,013; Ni — 0,0095; Co — 0,002; Sr — 0,045; Ba — 0,08%.

Эта методика дает возможность оценить поведение всех элементов с позиции «единой мерки». Сказанное хорошо иллюстрируется даже на примере этих немногих рассматриваемых элементов, где величины кларков разнятся более чем в 400 (!) раз (титан и никель). С помощью коэффициентов концентрации можно построить кривые, отображающие закономерности изменения их по разрезу в едином масштабе.

Величины коэффициентов концентрации на рис. 1 и 2 отложены по оси ординат в логарифмическом масштабе. Исходным для расчетов материалом послужили результаты спектральных количественных анализов. Чувствительность спектральных анализов следующая: Ti — 0,003%; Mn — 0,003; V — 0,001—0,003; Cr — 0,001—0,003; Ni — 0,0001—0,0003; Co — 0,001; Sr — 0,003; Ba — 0,003. В случае, если содержание элемента в породе было за пределами точности анализа и фиксировалось только в виде «следов», коэффициент концентрации условно принимался равным 0,1.

Для выяснения корреляционных связей между содержаниями ма...

лых элементов были применены методы математической статистики. Все расчеты проведены на ЭВМ М-20 по программам, составленным в отделе математических методов СНИИГГИМС (руководитель А. Э. Конторович) Н. Н. Эпштейном и И. М. Питаевым.

Значимость коэффициента корреляции оценивалась с помощью критерия Стьюдента при уровне значимости 0,05.

Основой для понимания закономерностей поведения химических элементов в зоне гипергенеза могут служить исследования Б. Б. Польшова, Н. М. Страхова, А. И. Перельмана и др.

Из советских исследователей Б. Б. Польшов (1934) первый научно обосновал последовательность выноса химических элементов из выветривающихся горных пород. При сопоставлении химического состава сухого остатка речных вод и дренируемых ими горных пород для гумидных областей Б. Б. Польшов установил ряд относительной подвижности элементов (табл. 2).

Таблица 2

Относительная подвижность элементов и соединений в коре выветривания (по Б. Б. Польшову)

Элементы и соединения	Средний состав массивных пород, %	Средний состав минерального остатка речных вод, %	Относительная подвижность элементов и соединений
SiO ₂	59,09	12,80	0,20
Al ₂ O ₃	15,35	0,90	0,04 *
Fe ₂ O ₃	7,29	0,40	0,04
Ca	3,60	14,70	3,00
Mg	2,11	4,90	1,70 *
Na	2,97	9,50	2,40
K	2,57	4,40	1,25
Cl'	0,05	6,75	100,00
SO ₄ ''	0,15	11,60	57,00
CO ₃ ''	—	36,50	—

* Уточненные данные.

Группы элементов, характеризующихся однопорядковой относительной подвижностью (если хлор принять за 100) в коре выветривания, Б. Б. Польшов назвал фазами, полагая, что каждая из них характеризует определенный этап выветривания. К первой фазе (соответствующей начальному этапу выветривания) отнесены хлор и сера, ко второй — кальций, магний и калий, к третьей — кремнезем и к четвертой (заключительной фазе выветривания) — железо и алюминий.

Позднее А. И. Перельманом (1955, 1961) были изучены миграционные особенности целого ряда химических элементов в различных условиях. Для оценки интенсивности миграции А. И. Перельман ввел понятие коэффициента водной миграции K_w , равного отношению содержания искомого элемента в минеральном остатке вод к среднему содержанию его в горных породах, дренируемых этими водами. В табл. 3 приведены результаты его исследований для наиболее распространенных в природе и хорошо изученных элементов.

Материалы табл. 3 свидетельствуют об одних и тех же процессах, протекающих при формировании различных типов кор выветривания. Хлор, сера, йод и бром всегда являются энергично выносимыми по отношению к остальным элементам, а железо, алюминий и титан самыми инертными. Некоторая перестановка мест (особенно при сернокислом типе выветривания) отмечается для элементов, занимающих промежуточное положение. Однако эти отклонения столь незначительны,

**Интенсивность выноса химических элементов из коры выветривания
в различных условиях (по А. И. Перельману, 1961)**

Ландшафт	Интенсивность выноса элементов из коры выветривания			
	энергично выносимые мигранты	легко выносимые мигранты	подвижные мигранты	слабоподвижные и инертные мигранты
1	2	3	4	5
Влажные тропики с кислым классом водной миграции	Cl, S	Ca, Mg, Na	Si, P, Cu	Fe, Al, Ti
	Br, J	K, F, (Si) *	Ni, Co Mn, (Al) *	
Влажные тропики с сернокислым классом водной миграции	Cl, S	Ca, Mg, Na	Si, P	Si, P, Fe, Al
	Br, J	K, Co, Ni, F	Fe, Al	
Тайга. Кислая кора выветривания	Cl, S	Ca, Mg	Si, P, K	Fe, Al, Ti
	Br, J	Na, F	Cu, Ni Co, Mn	
Лесо-луговые (Тянь-Шань)	Cl, S	Ca, Mg, (F) *	Mg, K, Si (P, Cu, Ni, Si, Co, Mn) *	Fe, Al, (Ti) *
Горно-степные (Тянь-Шань)	Cl, S	Ca, Mg, Na, F	(Ni, Co, Mn) *	(Fe, Al, Ti) *

* В скобках показаны элементы, положение которых в рядах определено по косвенным данным.

что не нарушают общей последовательности в схеме миграции. Отличие в миграции химических элементов для различных ландшафтов заключается лишь в энергии формирования элювия или в интенсивности выноса элементов из коры выветривания за единицу времени.

Многие исследователи, особенно занимающиеся изучением древних кор выветривания, устанавливают последовательность миграции химических элементов на основании сопоставления химического состава различных зон профиля коры выветривания и пород, по которым они были сформированы. При этом последовательность выноса химических элементов схемы Полюнова — Перельмана подтверждается полностью или с некоторыми небольшими изменениями. Так, например, В. П. Казаринов (1948, 1958), изучая структурный элювий в Западной Сибири, отметил, что эта схема не приложима полностью, если выветривание пород протекает в условиях повышенно кислых сред.

Автор данной работы, опираясь на существующую точку зрения, что солевой состав вод мирового океана сформировался в основном за счет выветривания горных пород континентов, предположил, что величина отношений кларков элементов в гидросфере к кларкам в литосфере определяется их миграционной способностью. Чем больше эта величина, тем элемент миграционно более активен. Ниже приводятся вычисленные значения этих отношений для тех же элементов, которые были рассмотрены в табл. 2 и 3, за исключением йода. Йод, согласно исследованиям А. П. Виноградова (1957), является чрезвычайно активным воздушным мигрантом. Он через атмосферу вместе с осадками постоянно возвращается на континент, благодаря чему почвы во мно-

го раз больше содержат йода, чем материнские породы. Все остальные элементы являются водными мигрантами. Величины кларковых отношений (в основу расчетов приняты кларки по А. П. Виноградову, 1962, 1967) выглядят следующим образом (табл. 4).

Таблица 4

Величины кларковых отношений элементов

Элемент	Величина кларковых отношений	Элемент	Величина кларковых отношений
Cl	113,8	P	$7,5 \times 10^{-5}$
Br	31,4	Ni	$3,4 \times 10^{-5}$
S	1,9	Co	$3,1 \times 10^{-5}$
Na	4×10^{-1}	Mn	2×10^{-6}
Mg	$6,9 \times 10^{-2}$	Si	1×10^{-5}
K	$1,6 \times 10^{-2}$	Fe	$2,1 \times 10^{-7}$
Ca	$1,3 \times 10^{-2}$	Ti	$2,2 \times 10^{-7}$
F	$1,9 \times 10^{-3}$	Al	$1,2 \times 10^{-7}$
Cu	$6,4 \times 10^{-5}$		

Из приведенных материалов видно, что последовательность в расположении отдельных элементов принципиально та же, что и в миграционных рядах А. И. Перельмана. Отличие заключается в характеристике величины порядка миграции для отдельных групп элементов, и это естественно, так как А. И. Перельман рассматривал поведение элементов внутри отдельных ландшафтов. Соответственно и коэффициент водной миграции является выражением характеристики подвижности отдельных элементов в пределах отдельных ландшафтов. Мы же обсуждаем вопрос истинной миграции элементов, имея в виду, что океан является их конечным пунктом. Совершенно очевидно, что при движении от континента к океану слабоподвижные и инертные элементы и их соединения оседают в речных долинах, в устьевых частях рек, в шельфовой зоне, в то время как энергично выносимые из коры выветривания элементы являются обычно мигрантами транзитными. Легкоподвижные и подвижные мигранты занимают промежуточное положение. Таким образом, становится возможным определить относительно подвижность элементов, место которых в рядах еще не определено экспериментальными работами, но кларк их известен как в литосфере, так и в гидросфере.

В табл. 5 показаны вычисленные значения отношений кларков элементов в гидросфере к их кларкам в литосфере. В числителе обозначен символ элемента, а в знаменателе — величина отношения. Однопорядковые отношения систематизированы в ряды. В расчет не приняты воздушные мигранты.

Естественно, что по мере уточнения и выявления кларков отдельных элементов в гидросфере данные табл. 5 могут пополняться и уточняться. Возможно, что завышены показатели миграционной способности для хлора, брома, серы, фтора и бора, которые, как полагает А. Н. Виноградов, своим присутствием в морских водах обязаны, главным образом, факторам вулканогенного характера. Но если даже допустить, что указанные показатели завышены на целый порядок или даже на два порядка, то и тогда эти элементы останутся наиболее подвижными.

Применительно к принятой терминологии условно можно элементы первого и второго рядов назвать энергичными мигрантами, треть-

Миграционные ряды элементов

Ряд	Элемент и показатель миграционной способности					
I	Cl	Br	S			
	113,8	31,4	1,9			
II	Na	B	J			
	0,4	0,4	?			
III	W	Mg	Sr	Bi	K	
	$7,7 \cdot 10^{-2}$	$6,9 \cdot 10^{-2}$	$2,4 \cdot 10^{-2}$	$2,2 \cdot 10^{-2}$	$1,6 \cdot 10^{-2}$	
	Ca					
	$1,3 \cdot 10^{-2}$					
IV	Mo	Li	Ag	Se	F	
	$9,1 \cdot 10^{-3}$	$4,7 \cdot 10^{-3}$	$4,3 \cdot 10^{-3}$	$2 \cdot 10^{-3}$	$1,9 \cdot 10^{-3}$	
	Rb	Sn	U	Sb		
	$1,3 \cdot 10^{-3}$	$1,2 \cdot 10^{-3}$	$1,2 \cdot 10^{-3}$	$1 \cdot 10^{-3}$		
V	Au	Cd	As	Hg	Cs	
	$9,3 \cdot 10^{-4}$	$7,7 \cdot 10^{-4}$	$5,9 \cdot 10^{-4}$	$3,6 \cdot 10^{-4}$	$1 \cdot 10^{-4}$	
VI	P	Cu	Ge	In	Ni	V
	$7,5 \cdot 10^{-5}$	$6,4 \cdot 10^{-5}$	$4,3 \cdot 10^{-5}$	$4 \cdot 10^{-5}$	$3,4 \cdot 10^{-5}$	$3,3 \cdot 10^{-5}$
	Co	Ba	Zn	Tl	Y	Si
	$3,1 \cdot 10^{-5}$	$3,1 \cdot 10^{-5}$	$1,2 \cdot 10^{-5}$	$1 \cdot 10^{-5}$	$1 \cdot 10^{-5}$	$1 \cdot 10^{-5}$
VII	Sc	Mn	Pb	Ga	Yb	Lu
	$4 \cdot 10^{-6}$	$2 \cdot 10^{-6}$	$1,9 \cdot 10^{-6}$	$1,6 \cdot 10^{-6}$	$1,5 \cdot 10^{-6}$	$1,3 \cdot 10^{-6}$
VIII	Eu	Th	Nb	Tu	Zr	Cr
	$8,5 \cdot 10^{-7}$	$7,7 \cdot 10^{-7}$	$5 \cdot 10^{-7}$	$3,7 \cdot 10^{-7}$	$2,9 \cdot 10^{-7}$	$2,4 \cdot 10^{-7}$
	Ti	Fe	Er	Be	Dy	
	$2,2 \cdot 10^{-7}$	$2,1 \cdot 10^{-7}$	$1,8 \cdot 10^{-7}$	$1,7 \cdot 10^{-7}$	$1,5 \cdot 10^{-7}$	
	Al	La				
	$1,2 \cdot 10^{-7}$	$1 \cdot 10^{-7}$				
IX	Cd	Pr	Sm	Ce		
	$7,5 \cdot 10^{-8}$	$6,6 \cdot 10^{-8}$	$5,3 \cdot 10^{-8}$	$1,9 \cdot 10^{-8}$		

его и четвертого — легкоподвижными, пятого и шестого — подвижными, седьмого, восьмого и девятого — слабоподвижными и инертными мигрантами. Эти ряды в известной мере отражают условия локализации рудных скоплений. Так, например, рудные концентрации соединений элементов первых трех рядов возникают преимущественно в эвапоритовых бассейнах. Затем следуют ряды элементов, накопление которых осадочным путем происходит в морских и прибрежно-морских условиях. Наконец, титан и алюминий являются типичными представителями руд, формирование которых происходит на континенте.

Приведенные материалы позволили автору объяснить некоторые парагенетические ассоциации осадочных полезных ископаемых и заранее предсказать возможность рудных накоплений, в частности целестина и флюорита в палеозойских отложениях Сибирской платформы.

Закономерности накопления малых элементов в осадочных поро-

дах и способы переноса химических элементов в бассейны аккумуляции в данной работе решаются с помощью методики Н. М. Страхова.

Н. М. Страхов (1960) установил, что распределение элементов на площади современных водоемов, равно как и распределение их по петрографическому ряду пород — песчаники → алевролиты → глины — определяется формами их миграции. Чем больше роль растворов в форме миграции элемента, тем в большей степени концентрации его в осадках смещены в пелагические части бассейна седиментации; в указанном ряду пород он в большей степени накапливается в глинах. Наоборот, если элемент мигрирует в форме механической взвеси, накопление его будет заметно больше в более грубозернистых осадках. В распределении по типам пород элементы образуют геохимический ряд: пестрый → упорядоченный, что является отражением возрастающей подвижности элементов, связанной с увеличением роли растворов в их переносе. Активный тектонический режим является причиной малой подвижности химических элементов и пестрого типа их распределения. В условиях вялого тектонического режима, когда усиливается химическое выветривание, распределение элементов становится упорядоченным.

Поскольку распределение элементов на идеальном геохимическом профиле отражает их распределение на площади бассейна седиментации (Катченков, 1959; Страхов, 1960), можно по величине отношения содержания элементов в крайних членах петрографического ряда пород построить ряд их геохимической подвижности.

ОРДОВИКСКИЕ ОТЛОЖЕНИЯ

Не останавливаясь на истории изучения отложений ордовика, которая с той или иной полнотой изложена в ряде работ (Никифорова, 1955; Микуцкий и др., 1963; Геология Сибирской платформы, 1966 и др.), отметим лишь, что их систематическое изучение проводилось только в последние два десятилетия и, главным образом, в последние годы геологами Красноярского и Якутского геологических управлений, НИИГА, ВСЕГЕИ, ВНИГРИ, ВАГТ, ИГН АН СССР, ИГИГ СО АН СССР, СНИИГГИМС, Норильской комплексной экспедиции КГУ, Амакинской экспедиции ЯГУ и некоторыми другими организациями.

Изучение ордовикских отложений на территории Сибирской платформы тесно связано с историей изучения силурийских образований, поскольку до начала пятидесятых годов они рассматривались в составе нижнего отдела силурийской системы.

В 1955 году вышла крупная работа О. И. Никифоровой, где на основании детального анализа собственных палеонтологических материалов и материалов предшественников ордовикские отложения были переведены в ранг самостоятельной системы.

Для создания современной стратиграфической схемы ордовика большой вклад внесли работы О. И. Никифоровой (1955), О. И. Никифоровой, А. М. Обутова (1960), О. И. Никифоровой, О. Н. Андреевой (1960, 1961), О. Н. Андреевой (1961), Р. С. Елтышевой (1960), В. А. Востокской (1962), Б. С. Соколова (1960, 1961, 1967), А. Б. Ивановского (1962), З. А. Максимовой (1962), Ю. И. Тесакова (1967), А. Г. Ядренкиной (1968) и др.

Для северо-западной окраины Тунгусской синеклизы работами Л. Д. Мирошниковой, А. Г. Кравцова, О. С. Щегловой (1959), С. П. Микуцкого (1960), С. П. Микуцкого, В. У. Петракова (1962), А. Г. Кравцова, Ю. Я. Лившица (1963), А. Г. Ядренкиной (1965), А. В. Розовой, А. Г. Ядренкиной (1967), В. И. Бгатовой, В. Г. Матухиной (1969) и др. суще-

ственно уточнено, а в некоторых случаях впервые проведено стратиграфическое расчленение отдельных разрезов ордовика. Среди неопубликованных работ видное место занимают исследования геологов Норильской комплексной экспедиции КГУ — Г. Д. Маслова, В. С. Нестеровского, В. В. Елисеева и др.

Районы Западного Прианабарья (северо-восточная окраина Тунгусской синеклизы) чрезвычайно трудны для изучения развитых здесь нижнепалеозойских отложений. Трудности обусловлены тем, что кембрийские и ордовикские образования исключительно однообразны по литологическому составу и фаунистически не охарактеризованы. В силу сказанного здесь обоснованного стратиграфического расчленения нижнепалеозойских пород не существует, несмотря на ряд проведенных геологосъемочных и тематических исследований (Голованов, 1960; Иванов, Милашева, 1959; Смирнов, Сафронов, 1960 и др.). В 1960 году В. И. Бгатов и С. А. Кащенко удалось в доломитах верхней части устькуруанхской свиты впервые обнаружить остатки брахиопод *Finkelburgia bellatula* Ulr. et Соор (определения А. Г. Ядренкиной), которые позволили предварительно обосновать нижнюю границу распространения ордовикских отложений в составе «немой» кемброордовикской толщи (Бгатов, Кащенко, 1963).

Специальные стратиграфические исследования, в результате которых создана современная стратиграфическая схема ордовикских отложений на восточной окраине Сибирской платформы, проводились О. Н. Андреевой, О. И. Никифоровой, А. А. Высоцким, Ю. И. Тесаковым. Много интересных сведений по стратиграфии и вещественному составу нижнепалеозойских отложений восточной окраины Тунгусской синеклизы содержится в отчетах о геологической съемке, выполненной в разные годы геологами НИИГА (Е. Н. Фрейберг, С. А. Стрелков), ВАГТ (Б. И. Леонов, Д. С. Коробов, В. И. Бгатов, В. Т. Иванов, А. Д. Наумов и др.), Амакиской экспедиции (В. В. Грицик, Г. М. Покровский, Ю. П. Белик, Б. Р. Шпунт, В. О. Лупейчук и др.).

В юго-западной части Тунгусской синеклизы в пределах бассейна р. Подкаменной Тунгуски стратиграфическую схему, близкую к современной, разработал в начале 40-х годов Г. И. Кириченко (1950). Впоследствии она уточнялась в процессе геологосъемочных работ Всесоюзного аэрогеологического треста (Г. Ф. Лунгерсгаузен, Н. В. Дренов, М. Н. Благовещенская, А. А. Боручинкина и др.), Красноярского геологического управления (А. С. Аладышкин, И. М. Табашкий, А. Я. Чулахин, А. П. Шевцов, Б. А. Лапшин, В. П. Петров, Ю. Н. Елхов, Н. И. Байбородских, Г. Д. Назимков, К. С. Злобин и др.), а также тематических исследований (Оффман, 1959; Малич, 1960; Драгунов, 1959; Марков, 1961, 1965, 1966, 1970 и др.). Особенно детальные исследования проведены Е. П. Марковым (1970). Им впервые были установлены наддолборские слои, объединенные в нирундинский горизонт, который биостратиграфами вместе с бурским горизонтом был выделен в самостоятельный ярус (кетский) верхнего ордовика. Этот ярус на основе новых находок фаунистических остатков установлен и в других районах Сибирской платформы (Тесаков, 1967).

Несмотря на значительное количество выполненных работ по стратиграфии ордовикских отложений на территории Сибирской платформы, многие вопросы остаются пока неясными. Так, фаунистическая обоснованность границ между некоторыми отделами и ярусами в настоящее время еще недостаточна. Нет единого мнения у исследователей и по поводу границы между кембрийскими и ордовикскими отложениями. За основу стратиграфического расчленения ордовикских отложений нами принята унифицированная схема ордовика Сибирской платформы (табл. 6), утвержденная в 1966 году МСК (Соколов, 1967).

Схема расчленения ордовикских отложений

Международная стратиграфическая шкала			Сибирская платформа		
Система	Отдел	Ярус			
		Ландоверийский	Ландоверийский		
Ордовикская	Верхний	Ашгиллский	Кетский ярус	Бурский горизонт	
				Нирундинский горизонт	
	Средний	Карадонский	Верхний	Мангазейский ярус	Долборский ярус
			Средний		Баксанский горизонт
			Нижний		Чертовский горизонт
		Лландейлский	Криволучный ярус		Кудринский горизонт
					Киренский горизонт
	Лланвирнский	Волгинский горизонт			
	Нижний	Аренигский	Чуньский ярус		
		Тремадокский		Устькнутский ярус	

В изученных нами районах ордовикские отложения сложены сероцветными и пестроокрашенными терригенными, терригенно-карбонатными и карбонатными породами, содержащими иногда небольшие количества эвапоритовых образований. Сопоставление описываемых ниже разрезов показано на рис. 3.

ЛИТОЛОГИЯ И ГЕОХИМИЯ

Изучению литологии и геохимии ордовикских отложений на территории северо-запада Сибирской платформы посвящено очень ограниченное число работ.

В 1951—1952 гг. под руководством Н. А. Красильниковой выполнены исследования по выяснению фосфагоносности и качества фосфоритов среднего ордовика в бассейне нижнего течения р. Столбовой, на основании чего выделен и достаточно подробно охарактеризован Катагский фосфоритоносный бассейн. В 1956 году вышла работа Н. А. Красильниковой и А. И. Смирнова, где обосновывается наличие на территории Сибирской платформы обширного по площади среднеордовикского фосфоритоносного бассейна. Его контуры, впервые показанные на палеогеографических картах О. И. Никифоровой (1955), подтвердились последующими работами (Красильникова, 1959; Красильникова, Шмелькова, Гуревич, Оболенская, 1961; Красильникова, Смирнов, 1962; Доминиковский,

Драгунов, Либрович, 1962). Л. Д. Мирошниковым и О. С. Щегловой (1960) впервые дана характеристика фосфатопроявлений в палеозойских, в том числе и ордовикских, отложениях Норильского района. Позднее вопросы фосфатоносности обсуждались также в работах В. Г. Матухиной (1965), В. И. Драгунова и др. (1966). Большой интерес представляют исследования А. А. Высоцкого (Мягкова и др., 1963) по описанию вещественного состава ордовикских отложений, развитых в бассейне р. Мойеро. И. С. Гольберг (1960) впервые обратил внимание на остатки предсилурийской коры выветривания в бассейне р. Мойеро. К сожалению, описания вещественного состава ее в опубликованной работе нет.

В последнее время начали появляться сведения о наличии сохранившихся *in situ* и переотложенных продуктов предкриволуцкой коры выветривания (Бгатов, 1966; Черкасов, 1967; Герасимов, Марков, 1968 и др.).

В 1966 году автором совместно с В. Г. Матухиной были закончены исследования по закономерностям осадконакопления в ордовике и силуре Игаро-Норильского района Сибирской платформы. В опубликованной монографии (Бгатов, Матухина, 1969) обобщены материалы по вещественному составу и геохимии указанных отложений, доказывающаяся периодичность осадконакопления в ордовикском и силурийском бассейнах в северо-западной части платформы. Значительная часть указанных материалов нашла свое отражение и в данной работе.

Е. П. Марков (1970), помимо вопросов стратиграфии, большое внимание уделил литологии и геохимии ордовикских отложений, на основе чего им были построены литолого-фациальные карты для отдельных эпох ордовикской истории осадконакопления юго-западной части Тунгусской синеклизы.

Литология и геохимия ордовикских отложений по отдельным разрезам в пределах северо-западной части Сибирской платформы рассмотрены также в ряде специальных статей (Акульшина, 1962; Акульшина, Конторович, 1962; Бгатов, Еникеева, 1962; Матухина, 1965; Малюшко, Матухина, 1967; Бгатов, Малюшко, Матухина, 1966 и др.).

В последние годы автором (Бгатов, 1966 и др.) обосновывается Сибирская платформа как крупнейшая стронциерудная провинция. Им и его коллегами в ряде горизонтов нижнего палеозоя, в том числе и ордовика, обнаружены рудопроявления и промышленные содержания целестина. Кроме того, в настоящее время мы рассматриваем ордовикские отложения на территории Сибирской платформы как образования, представляющие несомненный интерес с точки зрения поисков месторождений осадочного флюорита (Бгатов, Матухин, 1967; Бгатов, Матухина, 1967 и др.).

Более детальный разбор перечисленных работ будет дан в последующих разделах в связи с литолого-геохимической характеристикой ордовикских отложений и связанных с ними полезных ископаемых.

Типы пород

Как уже говорилось, ордовикские отложения сложены карбонатными, терригенно-карбонатными и терригенными породами. В подчиненном количестве находятся сульфатные, кремнистые и вулканокластические образования.

Карбонатные породы

Это наиболее разнообразная группа пород как по составу, так и по генезису. При классификации карбонатных пород использованы схемы

С. Г. Вишнякова (1933), И. В. Хворовой (1958), а при характеристике структур принята схема Г. И. Теодоровича (1950).

Выделены следующие типы:

I. Известняки

1. Известняки обломочные

а) конгломераты, гравелиты, б) песчаники, алевролиты.

2. Известняки органогенные

а) биоморфные, б) детритовые, в) обломочно-детритовые, г) коп-рогенные.

3. Известняки хемогенные

а) комковатые, б) сферолитово-оолитовые, в) микрозернистые.

4. Известняки доломитовые хемогенные.

II. Доломиты

1. Доломиты обломочные.

а) конгломераты, гравелиты, б) песчаники.

2. Доломиты хемогенные

а) микрозернистые, б) комковатые.

3. Доломиты известковые хемогенные

I. Известняки

1. Известняки обломочные имеют ограниченное распространение. В виде единичных маломощных (от нескольких сантиметров до 1 м) прослоев они встречаются в составе устькутских и чуньских отложений в долинах рек Кулюмбе, Горбиячина, Левого Омнутаха, Мойеро, Мойерокана, а также среди криволуцких и мангазейских образований в бассейнах рек Мойеро, Моркоки, в мангазейском ярусе Южно-Пясинского разреза. Различная размерность обломочного материала позволяет выделить в составе этого типа пород конгломераты, гравелиты, песчаники и алевролиты.

а) *Конгломераты* — это серые и желто-серые массивные породы. Обломочное строение их особенно хорошо заметно на выветрелой поверхности. Мощности конгломератовых прослоев изменяются в пределах 0,03 — 1,0 м. Размеры галек достигают в длину 1 — 7 см. Форма их удлиненно-овальная, эллипсоидальная. Ориентируются гальки чаще всего длинной осью параллельной слоистости, иногда ориентировка отсутствует. Около 10% обломочного материала составляет гравий. Петрографический состав галек и гравия одинаков. Это тонкозернистые известняки с примесью кварца, калиевых полевых шпатов, плагиоклазов, кремней; пелитоморфные мергели; микрозернистые известняки; комковатые микрозернистые известняки. Четкие контуры обломков хорошо отделяют их от вмещающей массы. Иногда обломки окрашены гидроокислами железа. Цементируется гравийно-галечный материал обычно перекристаллизованным мелко- и среднезернистым кальцитом, имеющим лапчатые или неправильной формы зерна. Тип цемента — базальный, контактовый и поровый. В отдельных частях конгломератового слоя количества цемента резко увеличивается и порода может быть названа известняком с примесью обломочного материала. Контакты прослоев конгломератов с подстилающими и перекрывающими их породами резкие.

Гравелиты сложены округлыми и удлиненно-овальными обломками размером 0,5 — 0,7 см, реже до 1 см в диаметре. Контакты обломков с вмещающей массой четкие. Какая-либо ориентировка в их распределении отсутствует. Петрографический состав обломочной части породы следующий: алевролитистые микро- и тонкозернистые известняки с детритом брахиопод, содержащие в некарбонатной терригенной части породы 95% кварца и единичные зерна слюды, глауконита и фосфоритов; аргиллиты. Цемент пород поровый, реже контактовый. Большая часть це-

мента сложена кальцитово-глинистой пелитоморфной массой, реже тонкозернистым кальцитом с примесью мелкого детрита.

б) *Песчаники и алевролиты.* Песчаники средне- крупнозернистые, алевролиты крупнозернистые. Размеры зерен 0,07—1,00 мм, форма окатанная и полуокатанная. В составе обломочного материала присутствуют известняки пелитоморфные и тонкозернистые с тонкоалевритовой примесью кварца. В песчано-алевритовой массе наблюдаются также редкие гравийно-галечные образования такого же петрографического состава. Цемент пород разноструктурный — контактовый, поровый, изредка базальный. Состав цемента неоднороден: иногда он кальцитовый с большим количеством крупного, часто (в криволуцких и мангазейских отложениях) фосфатизированного детрита брахиопод, в других случаях цемент глинистый — гидрослюдястый с незначительной примесью пелитоморфного кальцита. В местах развития кальцитового цемента вокруг отдельных зерен наблюдаются крустификационные каемки кальцита. Мощности прослоев песчаников и алевролитов 0,02—1,00 м. Контакты их с подстилающими породами нечеткие, расплывчатые.

Формирование обломочных известняков происходило в прибрежной зоне шельфа на участках, испытавших поднятия, в результате которых разрушались ранее отложившиеся осадки.

2. Известняки органогенные принимают участие в строении разрезов устькутского, мангазейского, криволуцкого и долборского ярусов. Представлены они биоморфными, детритовыми и обломочно-детритовыми разностями.

а) *Известняки биоморфные.* Наибольшим распространением пользуются водорослевые разности известняков. Встречены они в отложениях устькутского яруса в долинах р. Левого Омнутаха, Кулюмбе, Горбиячина, Мойеро, в устькутском и чуньском ярусах разрезов западной и центральной зон юго-запада платформы, мангазейском ярусе, р. Морковки. Макроскопически это обычно серые и темно-серые массивные слоистые породы, залегающие в виде слоев мощностью от 0,5 до 5—18 м (максимальные мощности отмечены в левоомнутахском разрезе). Биогермное водорослевое строение пород заметно на выветрелой поверхности. Отдельные биогермы достигают 2,5—3,0 м в диаметре. Корковидные водорослевые образования сложены пелитоморфным кальцитом, в массе которого видны выполненные микрозернистым кальцитом следы канальцев. Часто водорослевые известняки содержат прослои и линзы органогенно-обломочных известняков, сложенных детритом и раковинами брахиопод и гастропод. Раковины выполнены микрозернистым и пелитоморфным кальцитом. Цементируется органогенно-обломочный материал микрозернистым кальцитом с примесью (до 10%) неравномерно рассеянных ромбоэдрических зерен доломита. В известняках присутствуют 3—5% алевроитовых обломков терригенного кварца. Мощности прослоев органогенно-обломочных известняков от 0,01 до 0,3—0,5 м. Контакты их с водорослевыми известняками волнистые со следами размывов. Появление прослоев органогенно-обломочных известняков в разрезе связано, по-видимому, с временными обмелениями отдельных участков морского бассейна; когда прекращался рост водорослевых колоний, они гибли, а уже затвердевшие, разрушаясь, давали обломочный материал. В моменты массового развития водорослей тектоническая обстановка была спокойной, в результате чего наблюдается почти полное отсутствие в водорослевых известняках терригенной примеси. Биоморфные органогенные неводорослевые известняки менее распространены. Прослои их мощностью 0,3—2,5 м встречены среди отложений криволуцкого и мангазейского ярусов во всех изученных разрезах за исключением курейского и горбиячинского. В разрезах по Горбиячину, Курейке, Левому Омнутаху, Мойеро, Мойерокану породы этого типа

обнаружены в устькутском ярусе. Во всех случаях это серые и темно-серые разнззернистые массивные, реже слоистые породы. Слоистость обусловлена некоторой сортировкой органических остатков. Чаще также известняки состоят из целых раковин и примеси (до 10%) крупного детрита. Внутренние полости раковин выполнены крупнозернистым перекристаллизованным кальцитом. Цемент пород базальный и контактовый, сложенный пелитоморфным кальцитом с небольшими (до 0,5 мм в диаметре) стяжениями микрозернистого доломита. Породы часто содержат некоторую (не более 10%) примесь известнякового обломочного материала гравийной и крупной песчаной размерности. Обломки окатанные, овальные. В петрографическом отношении это пелитоморфные и детритовые известняки. Цементируются описываемые породы чаще среднезернистым перекристаллизованным кальцитом.

б) Среди *детритовых известняков* наиболее распространены полидетритовые разности. Детрит представлен в основном крупными (более 1 мм), сложенными тонкозернистым кальцитом обломками брахиопод, гастропод, трилобитов и иглокожих. Среди детрита встречаются и отдельные целые раковины. Кроме детрита, в породе присутствует известняковый обломочный материал песчано-гравийной размерности. Количество его не превышает 5—10%. Слагает обломки пелитоморфный кальцит. Цементируются детритовые известняки микрозернистым кальцитом.

в) *Обломочно-детритовые известняки* состоят из органогенного детрита и обломочного известнякового материала. В отдельных случаях можно наблюдать непосредственные переходы детритовых известняков в обломочные и наоборот, что обусловлено увеличением или уменьшением роли одного из указанных компонентов. Распространены эти породы в разрезах устькутского, мангазейского и кривошукского ярусов. Органогенный материал представлен средним и крупным детритом брахиопод, остракод, трилобитов и изредка мшанок. В составе обломочной неорганогенной части породы присутствуют известняки пелитоморфные и алевролитистые, а также мергели. Размеры обломков от 0,4 до 3—4 см. Контуры их в большинстве случаев четкие, резкие. Иногда, правда, обломки имеют весьма причудливые очертания, что, на наш взгляд, можно объяснить частичной их перекристаллизацией. Цемент обломочно-детритовых пород разноструктурный — поровый, контактовый, базальный. Представлен он неравномерно перекристаллизованным кальцитом. Лишь на отдельных участках, характеризующихся отсутствием детрита, еще сохраняется первичный микрозернистый цемент. В остальных случаях кальцит мелко- и крупнозернистый.

г) *Копрогенные известняки* в описанных разрезах встречаются редко. Внешне это массивные сливные серые породы, залегающие в виде линз и прослоек (0,1—1,0 см) среди органогенных известняков. Сложены они шарообразными комочками пелитоморфного кальцита размером 0,1—0,3 мм. Контуры комочков четкие, резкие. Здесь же встречаются, как правило, остатки брахиопод. Цемент поровый, по составу микрозернистый кальцитовый.

Органогенные разности известняков занимают в разрезе ордовика незначительный объем. Это в основном маломощные образования, формировавшиеся в периоды трансгрессий моря, способствовавших некоторому опреснению вод. Основная часть этих пород накопилась в прибрежной зоне, в условиях активной волноприбойной деятельности, обусловившей некоторую сортировку и дифференциацию органогенного материала.

3. Известняки хемогенные. Среди хемогенных известняков мы выделяем комковатые, сферолитово-оолитовые и микрозернистые.

а) *Известняки комковатые* встречаются довольно редко, в основном в виде прослоев среди водорослевых известняков. Мощности их незначительные и измеряются первыми сантиметрами. Сложены они комочками пелитоморфного кальцита размером до 0,5 мм. Контуры нечеткие, чаще расплывчатые. Цемент в основном поровый, кальцитовый мелко- и среднезернистый. В его массе неравномерно распределен доломит (до 5—7%). Доломитовые ромбоэдры имеют размеры до 0,1 мм. Кроме того, в цементе часто встречаются аутигенные идиоморфные зерна кварца. Происхождение описываемых известняков не совсем ясно. Однако залегание их среди водорослевых разностей дает некоторое право объяснять их гранулирующим действием водорослей.

б) *Известняки сферолитово-оолитовые* встречаются в основном в отложениях устькутского яруса по р. Левому Омнутаху, Горбиянину, Кулюмбе, Мойеро, Мойерокану. Прослой их, как правило, невелики и не превышают 1 м. Внешне это серые массивные породы. Иногда тонкие глинистые примазки создают некоторую видимость слоистости. Сложены известняки круглыми оолит-сферолитовыми и сферолитово-оолитовыми образованиями размером 0,2—1,0 мм. Оолиты сложены микрозернистым кальцитом с едва заметными концентратами. В единичных случаях наблюдается в центре оолита комочек глинисто-карбонатного вещества.

Сферолитовые образования всегда имеют центры, которые в одних случаях представлены ромбоэдрами доломита размером 0,02 мм, в других — зернами кальцита того же размера или обломками пелитоморфного известняка. В большинстве случаев наблюдается одна сферолитовая каемка радиально-лучистого строения. Реже их две. Цементируются оолиты и сферолиты тонкозернистым кальцитом, имеющим иногда крустификационное сложение. В составе цемента отмечается некоторая (не более 10%) примесь ромбоэдров доломита. Размеры последних — до 0,1 мм, располагаются они в виде скоплений. Тип цемента поровый и базальный. В массе цемента рассеяны единичные детритовые остатки организмов и отдельные песчаной размерности зерна пелитоморфного известняка. Формирование оолитов, очевидно, происходило в прибрежной части бассейна в полосе постепенного движения вод из пересыщенных CaCO_3 растворов. Сферолитовое строение, как нам кажется, можно считать последующим, диагенетическим, обусловленным ростом кристаллов, вытягивающихся в радиальном направлении.

в) *Известняки микрозернистые* встречаются в виде единичных прослоев мощностью от 0,3 до 1,5—3,0 м во всех разрезах, кроме курейского. Это сливные темно-серые, серые и светло-серые породы, сложенные изометричными зернами кальцита размером до 0,01 мм. Изредка по контактам зерен наблюдается примазка тонкодисперсного глинистого материала.

4. *Известняки доломитовые хемогенные.* Наиболее распространены в отложениях нижнего ордовика рр. Кулюмбе, Мойеро, Мойерокан, где они образуют слои и пачки мощностью от 0,5 до 15—25 м. В виде маломощных прослоев (0,1—0,7 м) постоянно отмечаются в низах криволуцкого яруса. Это желто-серые и серые слоистые и массивные породы. Основная масса их сложена микрозернистым кальцитом. Неравномерно — прослоями, пятнами, кальцит перекристаллизован до средне- и крупнозернистого.

В породе в виде ромбоэдрических зерен размером 0,02—0,05 мм рассеян доломит, образующий скопления в виде линз и прослоев. Размеры скоплений меняются от 0,2 до 0,5 мм. К участкам, обогащенным доломитом, приурочены часто выделения гидроокислов железа. Изредка в основной массе породы наблюдаются рассеянные единичные идиоморфные кристаллики аутигенного кварца размером до 0,5 мм или терригенная примесь алевритовой размерности кварца (до 5%). Доломит

в описываемом случае седиментационный, но перераспределенный в процессе диагенеза и имеет в результате диагенетические формы замещения.

II. Доломиты

Доломиты и доломитовые породы в отложениях ордовика занимают основную часть разреза. Среди них выделены обломочные и хемогенные разновидности и доломиты с различным количеством известкового и терригенного материала.

1. Доломиты обломочные пользуются незначительным распространением. Встречены они в нижнеордовикских отложениях разрезов рр. Курейки, Горбиячина, Кулюмбе, Маймечи, Амбардаху, Мойеро, Мойерокана, Подкаменной Тунгуски. Это серые и желтовато-серые, а иногда и пестроокрашенные, массивные, реже слоистые породы, залегающие в виде маломощных (0,3—1,0 м) единичных пластов среди доломитовых разностей пород. В ряде разрезов обломочные доломиты, так же как и известняки, служат горизонтами, по которым проводятся стратиграфические границы.

Обломочные доломиты, исходя из размерности обломков, можно разделить на конгломераты, гравелиты и песчаники.

а) *Конгломераты и гравелиты.* Сложены они мелкими обломками размером до 2 см, имеющими овальную и эллипсоидальную формы. Гальки ориентированы по слоистости. Четкость контуров их различная. Отдельные гальки покрыты пленками гидроокислов железа. По составу обломочный материал доломитовый тонкозернистый, в той или иной степени с примесью алевроитового вещества. Алевроитовый материал представлен полуугловатыми и неправильными корродированными доломитовыми зернами и состоит из кварца (90%), полевых шпатов (5—10%), обломков кремней и кварцитов (до 5%). Встречаются единичные листочки слюд. Большая часть обломочных зерен полевых шпатов имеет регенерационные каемки альбита. Цемент поровый, контактовый, базальный, по составу преимущественно доломитовый микро- и тонкозернистый с примесью (5—6%) тонкодисперсного глинистого материала. В цементе встречаются единичные песчаной размерности зерна кварца и алевроитовые обломки фосфоритов.

б) *Песчаники* встречены в разрезе р. Курейки в нижней части усть-кутского яруса в виде пласта мощностью около 10 м и в верхней части нижнего ордовика в разрезе по р. Маймечи. Это массивные желто-серые породы со слабо видимой на выветрелой поверхности слоистостью. Обломочный материал представлен микрозернистым доломитом. Форма зерен округлая, размеры 0,2—1 мм. Цемент контактовый и поровый. Представлен он мелкозернистым доломитом, образующим часто хорошо ограненные ромбоэдрические зерна. Изредка наблюдается некоторая примесь чешуйчатой гидрослюды. В количестве 5—30% терригенная примесь песчаной размерности следующего состава: кварц — 90%, полевые шпаты (микроклин и плагиоклазы) — 5%, обломки кремней и кварцитов — 5%. Зерна кварца обычно корродированы доломитом, полевые шпаты, как правило, неизмененные, часто регенерированные альбитом. В доломитовых песчаниках встречаются единичные гравийной размерности обломки микрозернистых доломитов и доломитовых песчаников. Изредка отмечаются зерна глауконита (р. Курейка).

2. Доломиты хемогенные пользуются широким распространением и слагают большую часть нижнего ордовика во всех описанных разрезах. Среди них выделяются микрозернистые и комковатые разновидности.

а) *Доломиты микрозернистые* желто-серые, серые и темно-серые, массивные и слоистые. Сложены изометричными и ромбоэдрическими зернами доломита размером менее 0,01 мм. Структура их часто близка к

мозаичной. Присутствие примеси терригенных зерен алевритово-песчаной размерности или глинистого материала значительно влияет на текстурно-структурные особенности пород. Появляются горизонтально-, волнисто- и косослоистые разности. Присутствие глинистой примеси рассеянной или концентрирующейся в слои мощностью до 1 мм способствует задержке перекристаллизации. Здесь мы наблюдаем первичные микрозернистые структуры. Чаще глинистый материал сложен тонкодисперсным первичным гидрослюдистым материалом, реже встречается мелкочешуйчатая гидрослюда и хлорит. Присутствие неравномерно распределенной, сохраняющей следы взмучивания, терригенной примеси обуславливает появление пятнистых текстур. Присутствующий на участках скопления терригенного материала доломит, как правило, перекристаллизован, что обуславливает наличие тонко- и мелкозернистых структур. Состав песчаного и алевритового материала следующий: кварца 85—95% (часто корродированный), полевых шпатов (плаггиоклазы и микроклин) 5—15%, остальную часть слагают зерна кремней и слюд. Форма зерен полуугловатая.

Встречаются прерывистые и выдержанные слои мощностью 0,1—1 мм, обогащенные гидроокислами железа, концентрирующимися на контактах зерен. Широко распространен в доломитах микрозернистый пирит.

Формирование микрозернистых доломитов происходило в умеренно-глубоководной части бассейна в зонах с ослабленным гидродинамическим режимом, способствовавшим осаждению и накоплению микрозернистого материала, лишь несколько разбавленного терригенной примесью, принесенной из зоны активной волноприбойной деятельности.

б) *Доломиты комковатые* характерны в основном для отложений устькутского века в долине р. Курейки. Внешне это массивные сахаровидные породы серого и желто-серого цвета. Они образуют прослой мощностью до 1,5 м. Сложены доломиты округлыми комочками размером от 0,5 до 1 мм микрозернистого доломита и в единичных случаях тонкозернистого. Участками в них наблюдается пелитоморфный доломит. Контуры комочков четкие. Отдельные из них содержат внутри ромбоэдры доломита размером до 0,1 мм или алевритовой размерности зерна кварца. Комочки почти всегда соприкасаются, обуславливая контактовый или поровый тип цемента. Изредка цемент полностью отсутствует, тогда доломиты имеют кавернозную текстуру. Состав цемента доломитовый, редко с примесью мелкопесчаного терригенного материала (до 5%). Последний сложен кварцем с единичными зернами полевых шпатов, среди которых широко развита регенерация альбитом. Доломит в цементе в основном тонкозернистый, лишь в единичных случаях встречаются мелко- и среднезернистые разности.

Генезис этой разновидности доломитов не совсем ясен. Правильная форма комковатых образований, а также присутствие в центральной части некоторых из зерен кварца или доломита позволяют в какой-то степени говорить об их первичном оолитовом строении. Впоследствии же в результате грануляции произошло распадение первичной концентрической структуры оолитов. Эти породы образовались в мелководье в условиях активного гидродинамического режима.

3. Доломиты известковые хемогенные широко распространены по всему разрезу нижнего ордовика в долинах рр. Кулюмбе, Горбиячина, Мойеро, где образуют слои мощностью от 1,5 до 10—15 м. Единичные маломощные (0,5—1 м) прослои их встречены также в низах нижнего ордовика других разрезов за исключением Маймечи и Амбардаха. Макроскопически это сероцветные массивные и слоистые породы, сложенные ромбоэдрическими, неправильно ромбоэдрическими, реже лапчатыми зернами доломита размером 0,02—0,2 мм. Иногда по

контактам зерен концентрируются гидроокислы железа. Распределение зерен доломита по размерности в породе неравномерное, без какой бы то ни было закономерности. Кальцит в виде неправильных зерен размером 0,02—0,1 мм или рассеян среди доломита, или образует скопления. Содержание кальцита колеблется от 15 до 35%. Здесь же часто наблюдается примесь тонкоалевритового терригенного материала, сложенного кварцем (85—90%), полевыми шпатами (плаггиоклазы и микроклины — 6—10%), слюдами (мусковит и биотит — 0,9%). Биотитовые пластинки часто гидратируются, обесцвечиваются и расщепляются. Концентрируется терригенный материал в маломощных слоях, реже рассеян в породе.

Терригенно-карбонатные породы

Среди терригенно-карбонатных пород выделены следующие:

1. Алевритовые и песчаные известняки и доломиты.
2. Глинистые известняки и доломиты.
3. Мергели.

1. Алевритовые и песчаные известняки и доломиты широко распространены в нижнеордовикских отложениях юго-западной части платформы. В виде единичных маломощных прослоев (до 1 м) встречаются и в других разрезах. Отмечены также в среднем ордовике (!Ожно-Пясинская площадь, Горбнячин, Мойеро, Мойерокан, Подкаменная Тунгуска) и верхнем (Подкаменная Тунгуска, Мойеро) в виде прослоев и маломощных (5—7 м) пачек.

Макроскопически это серые и массивные разнозернистые породы, сложенные чаще неравномерно перекристаллизованными мелко- и среднезернистым кальцитом и доломитом. Лишь в отдельных участках породы встречается перекристаллизованный микрозернистый цемент. Замечено, что чем тоньше терригенная примесь, тем меньше перекристаллизованы породы. Терригенная примесь, присутствующая в количестве 30—35%, представлена главным образом угловатыми и полуугловатыми зернами песчаной и алевритовой размерности. Состав ее: кварц — 65—70%, плаггиоклазы — 15—20%, калиевые полевые шпаты — 5—6%. В небольшом количестве встречены обломки кремней и листочки слюд. Распределение терригенного материала в породах неравномерное, но он концентрируется в виде слоев мощностью до 1,5—2,5 мм, обуславливая слоистость в породе.

Наблюдения показали, что наиболее часто встречаются алевритовые и песчаные доломиты. Известняки песчаные и алевритовые довольно редки.

Доломиты алевритовые сложены ромбоэдрическими, неправильно ромбоэдрическими, реже изометричными зернами доломита размером 0,01—0,4 мм. Структуры алевритовых доломитов меняются от тонко- до среднезернистых. Текстуры пород различные — массивные, слоистые, часто со следами взмучивания. Содержание алевритовой примеси в породах колеблется от 5 до 30%. Зерна полуугловатые, чаще же регенерированные или корродированные и состоят из кварца (68—95%), плаггиоклазов и микроклина (3—30%) слюды (0—7%), обломков кремней (0—5%). Из аксессуарных встречены турмалин и циркон. Наблюдается замещение отдельных зерен кварца и полевых шпатов доломитом. Широко развито явление регенерации кварца и полевых шпатов. Слюда представлена биотитом в виде волокнистых, ясно плеохроирующих агрегатов размером до 0,1 мм, ориентированных по слоистости. Часто наблюдается обесцвечивание и разбухание биотита. Последнее приводит к расщеплению его обломков. Почти всегда в породе встречается микрозернистый пирит, зерна которого в большинстве случаев окислены и полуразрушены.

Доломиты песчаные встречены среди пород устькутского и чунь-

ского ярусов в разрезах рр. Маймечи, Амбардаха, Подкаменной Тунгуски, где они слагают прослой мощностью от 1 до 2,5 м. Это буровато-серые, желто-серые слоистые и массивные породы. Сложены они в основном мелкозернистым доломитом. Значительно реже встречается среднезернистый доломит. Содержание терригенной примеси составляет 15—35%. Размерность зерен в основном мелкопесчаная, лишь изредка встречается среднепесчаная. Форма зерен полуугловатая. Состоит обломочный материал из кварца (69—85%), полевых шпатов (10—20%), слюд (единичные зерна — 5%) и обломков кремней (единичные зерна — 3%). Кроме того встречены обломки глинистых пород хлоритового и гидрослюдисто-хлоритового состава в количестве от единичных зерен до 3—4%. Зерна кварца корродированы, часть из них регенерирована. Полевые шпаты часто замещаются доломитом, серицитом и несут следы цеолитизации. Наблюдается регенерация полевых шпатов альбитом. Слюды часто расщеплены, обесцвечены и замещены хлоритом. Распределение терригенного материала неравномерное — слоями, пятнами.

2. Глинистые известняки и доломиты распространены по всем изученным разрезам.

Глинистые известняки относительно большой объем составляют в средне- и верхнеордовикских отложениях, глинистые доломиты — в нижнем ордовике.

Глинистые известняки отмечаются в виде маломощных прослоев (0,3—1,0 м). Сложены они пелитоморфным кальцитом и глинистым материалом, располагающимся по контактам зерен, реже концентрирующимся в виде тончайших (0,01 мм) слюечков. Глинистый материал представлен тонкодисперсной, изредка микроволнистой гидрослюдой. Иногда в породах встречаются скопления неопределимого детрита или шлама органических остатков.

Глинистые доломиты сложены пелитоморфными или микрозернистыми зернами доломита. Кроме того, в породах всегда группами или порознь располагаются доломитовые ромбоэдры размером 0,1—0,2 мм.

Они составляют около 30% общей массы. Намечается приуроченность их к местам скопления алевроитового терригенного материала или к участкам, лишенным глинистой примеси. Алевроитовый материал составляет около 5% массы породы. Сложен он на 85% полуугловатыми и корродированными зернами кварца, полевых шпатов составляют 10%; 5% приходится на долю слюды и единичных зерен кремней. Из акцессорных встречены турмалин и титансодержащие минералы.

Глинистый материал в доломитах в большинстве случаев тонкодисперсный и располагается по контактам зерен, что способствует отсутствию перекристаллизации и сохранению первичных структур. В порах между зернами иногда встречается чешуйчатая гидрослюда. Иногда глинистый материал располагается слоями. На участках, где он отсутствует, доломит претерпел перекристаллизацию, в результате чего образовались мелко- и среднезернистые структуры. Перекристаллизованные зерна доломита имеют изометричную и лапчатую формы. Размеры их 0,2—0,3 мм.

В глинистых доломитах некоторых разрезов нижнего (Амбардах, Маймеча, Южное Пясино, Мойеро, Мойерокан, Моркока) и среднего (Моркока) ордовика, где встречаются прослой и линзы гипса и ангидрита, иногда ангидрито-гипсовый материал заполняет трещины в породе.

Доломиты с примесью терригенного материала и свободные от терригенной примеси составляют основной объем пород нижнего ордовика. Эти породы образуют как маломощные прослой, так и мощные (до 60 м) пачки, а в некоторых случаях (рр. Амбардах, Маймеча) слагают почти полностью нижний ордовик.

3. Мергели и доломитовые мергели в виде прослоев отмечаются во всех разрезах, но в виде мощных пачек они наблюдаются в чуньском ярусе ордовика. Постоянны прослои и небольшой мощности пачки мергелей в среднем и верхнем ордовике.

Макроскопически это бурые, коричневые, серые с различными оттенками микрозернистые породы, в большинстве случаев слоистые, редко массивные. Глинистой составляющей их является тонкодисперсный гидрослюдистый материал с примесью микрочешуйчатой гидрослюды и хлорита. Последний иногда составляет до 20%. Алевритовый материал, который содержится в количестве от единичных зерен до 15% массы породы, состоит из кварца (90—95%), полевых шпатов и слюд (5—10%). Слюды чешуйчатые, ориентированные по слоистости, зеленоватые со слабым расхождение. Полевые шпаты и кварц имеют полуокатанную форму. Распределение обломочного материала в породах неоднородное — в виде пятен и слоев, толщина которых не превышает 1—2 м.

В доломитовых мергелях часто наблюдаются выделения гипса и ангидрита в виде слоев, прослоев, линз и жеод. Мощности отдельных прослоев достигают 2—2,5 м. Чаще отмечается тонкое переслаивание мергелей с ангидритами и гипсами, образующее ленточные текстуры или тонкое прораствание мергелей микрочешуйчатым или волокнистым гипсом.

Терригенные породы

Среди терригенных пород в ордовике описаны конгломераты, гравелиты, песчаники, алевролиты и аргиллиты.

1. Конгломераты и гравелиты имеют ограниченное распространение и приурочены только к надперерывным толщам. Так, в основании малочернореченской свиты в бассейне р. Подкаменной Тунгуски описан пласт конгломератов мощностью в 1 м, состоящий из плоских, хорошо окатанных галек доломита, аргиллита, песчаника размером 1—10 см. Цемент кальцитовый. Гравийно-галечниковые отложения встречаются в ряде разрезов в надперерывных толщах среднего ордовика. В бассейне Подкаменной Тунгуски во всех фациальных зонах среднеордовикские отложения начинаются небольшими по мощности (до 1 м) пластами гравелитов или гравелитов с линзами конгломерата, состоящих из окатанных обломков молочно-белого и розового кварца и темно-серых фосфоритов. Цементом служит глинисто-карбонатный материал. Породы окрашены в бурые, красные и зеленовато-бурые цвета. В разрезе, вскрытом по долине р. Моркоки, среднеордовикские отложения начинаются обломочными известняками с двумя прослоями (6—12 см) конгломератов, сложенных хорошо окатанными гальками доломитов размером до 5 см. Эти конгломераты залегают на размытой поверхности чуньских отложений.

Линзы и невыдержанные прослои гравелитов отмечены в ряде разрезов мангазейского яруса. В качестве обломков присутствуют песчаники, известняки и фосфориты. Цемент глинисто-кальцитовый.

В ряде обнажений в бассейне р. Подкаменной Тунгуски на границе с долборским ярусом отмечается слой аргиллитов, обогащенный хорошо окатанной галькой кварца, кремней, известняковых пород.

2. Песчаники. В устькютском ярусе песчаники встречены только в западной и восточной фациальных зонах юго-западной части платформы. В чуньском ярусе они распространены гораздо шире, особенно в верхних горизонтах. Здесь песчаники описаны в разрезах Кулюмбе, Горбячина, Курейкь, Амбардаха, Маймечи, Мойеро, Мойерокана, Подкаменной Тунгуски. В отдельных разрезах они формируют пачки мощностью в несколько десятков метров (байкитская свита и ее стратиграфические аналоги).

Макроскопически это серые, темно-серые, белые и пестроокрашенные породы кварцевого и полевошпатово-кварцевого состава.

а) Кварцевые песчаники составляют основной объем всех встреченных песчаников. Обычно кварц в них составляет более 90%. Зерна его имеют в основном окатанную форму; размеры 0,2—0,6 мм. Цемент, как правило, кальцитовый, по типу — поровый. Содержание кальцита составляет до 20%. Наблюдается частичное разведение кварца кальцитом. Иногда в поле шлифа видны пятна развития порового и контактового серицитового цемента. На тех участках, где карбонатный цемент отсутствует, песчаник принимает кварцитовидный облик. Зерна кварца здесь сближены и часто вдавлены друг в друга. В остаточных порах образуется регенерационный цемент. Регенерационные каемки имеют ширину до 0,01 мм. Кроме кварцевых зерен в песчанике встречаются обломки плагиоклазов и единичные зерна кремней, в сумме составляющие 5%. Зерна полевых шпатов чистые и лишь на участках развития кальцитового цемента несколько корродированы. Из аксессуарных минералов встречены турмалины в виде шарообразных зерен 0,05—0,1 мм и полуокатанные цирконы размером до 0,01 мм; из аутигенных — глауконит. Наблюдаемая макроскопически слоистость подчеркивается слоями с кальцитовым или слюдястым цементом.

Разнозернистые кварцевые песчаники с частицами до 1 мм и более встречаются в надперерывных толщах совместно с конгломератами и гравелитами. Такие песчаники часто обогащены аутигенным глауконитом, с ними связаны фосфориты (средний ордовик повсеместно, а в бассейне р. Подкаменной Тунгуски и верхний ордовик). В качестве цемента в песчаниках отмечаются кальцит и глинистое вещество.

б) Полевошпатово-кварцевые песчаники имеют мелко- и среднезернистые структуры. Сложены они полуокатанными и окатанными терригенными зернами, часть из которых изменена за счет регенерации и коррозии. Состав материала: кварц (75—80%), полевые шпаты (плагиоклазы и микроклин — 15—20%), обломки кремней, кварцитов, глауконита и глинистых пород (0—5%). Из аксессуарных минералов встречены окатанные турмалин, титансодержащие минералы и единичные зерна гематита. Зерна кварца сильно разведены доломитом цемента. Плагиоклазы обычно неизмененные, чистые, а микроклин пелитизирован. Широко развита регенерация полевошпатовых зерен альбитом.

Тип цемента поровый или пленочный. Состав неоднородный. Большая часть цемента представлена мелкозернистым доломитом, меньшая — кальцитом. Изредка цемент сложен глинистым хлоритовым материалом. Участками цемент предстает мелкочешуйчатым мусковитом, который развивается и по глинистым обломкам.

3. Алевролиты. Алевролиты встречаются во всех отделах ордовика. Они образуют прослои и слои мощностью от 0,5 до 3,5—5 м среди аргиллитов, мергелей, доломитов, песчаников. В нижнем ордовике по р. Кулюмбе алевролиты составляют пачки мощностью до 20 м. Породы в основном сероцветные, реже (нижний ордовик юго-западной части платформ и в кривоульском ярусе некоторых разрезов) пестроцветные, слоистые. Слоистость подчеркивается неравномерным распределением цемента и гранулометрической дифференциацией обломочных зерен. В отложениях нижнего ордовика цемент большей частью доломитовый, микрозернистый, реже глинистый, гидрослюдястый, неравномерно пигментированный гидроокислами железа. В отложениях среднего и верхнего ордовика алевролиты чаще цементированы кальцитом. Тип цемента поровый, реже базальный. Иногда же цемент отсутствует, и в этом случае алевролит приобретает кварцитовидную структуру, обусловленную разрастанием зерен кварца. Терригенный материал сложен полуугловатыми и полуокатанными зернами кварца обычно не менее 75—

80%. Остальную часть составляют полевые шпаты — кислые плагиоклазы, микроклин, ортоклаз, а также обломки кремней. Зерна кварца неизменные, полевые шпаты иногда слабо пелитизированы.

4. Аргиллиты. Аргиллиты образуют, как правило, маломощные слои (0,3—1,5; редко 3 м) во всех возрастных интервалах ордовика описываемой территории. Это пестроокрашенные (зеленовато-серые, красно-бурые, серые, темно-серые, реже пятнистые) тонкослоистые породы. Чистые разности аргиллитов встречаются в единичных случаях. В основном же они характеризуются примесью карбонатного или терригенного материала песчаной и алевритовой размерностей. Основная масса породы сложена тонкодисперсным глинистым гидрослюдистым материалом, реже — смесью мелкочешуйчатого хлорита и гидрослюды. Иногда в шлифах на отдельных участках можно наблюдать крупные субпараллельные волокнистые агрегаты гидрослюды; чаще глинистое вещество прослеживается под микроскопом в виде микроволокнистой гидрослюды, агрегаты которой на одних участках однонаправленные, на других — спутанноволокнистые. Глинистый материал, как правило, неравномерно пропитан гидроокислами железа, что затрудняет определение его состава. Примесь доломита в аргиллитах присутствует в виде зерен размером до 0,1 мм в количестве 5—12%. Зерна его имеют изометрическую, ромбоэдрическую, реже неправильную форму. На отдельных участках количество доломита резко увеличивается, и тогда наблюдаются слойки, представленные глинистым доломитом. В таких же количествах встречается и примесь кальцитового материала в аргиллитах. Зерна кальцита имеют изометричную форму размером 0,05—0,07 мм. Встречающаяся алевритовая примесь сложена в основном кварцем (95—80%), полевыми шпатами (3—10%). Кремнистые обломки содержатся в количестве от единичных зерен до 8%, а слюды от 2 до 5%. Изредка присутствуют фосфатные зерна. Распределение терригенной примеси в аргиллитах обычно неравномерное — в виде пятен, слойков мощностью 0,5—1 мм. Часто в аргиллитах рассеяны кристаллики пирита.

Сульфатные породы

Гипс и ангидрид в естественных обнажениях встречаются в нижнеордовикских отложениях в разрезах по рр. Амбардаху, Маймечи, Мойеро, Мойерокану, Моркоке, Подкаменной Тунгуске, а в среднеордовикских отложениях только по р. Моркоке. В северо-западной части платформы соответствующие породы обнаружены лишь в кернах, характеризующих гурагирскую свиту чуньского яруса. Максимальные мощности гипс-ангидридных пластов в ордовике составляют 2,5—3 м. Чаще же они в виде тонких слойков переслаиваются с аргиллитами или доломитовыми мергелями, формируя ленточные текстуры пород. Цвета гипсов и ангидридов серые, светло-серые, редко (мангазейский ярус, р. Моркоки) розовые. Структура от мелко- до крупнокристаллической. Нередки волокнистые разности гипса-селенита. Последний чаще наблюдается при переслаивании гипса с мергелем или ангидритом, и в этом случае кристаллы селенита ориентированы перпендикулярно слоистости.

Чаще сульфат кальция отмечается в виде гнезд и небольших линз среди доломитов и доломитовых известняков или образует с доломитом породы, которые можно назвать гипсо-доломиты. При микроскопических исследованиях видно, что тонкие кристаллики доломита 0,1—0,2 мм как бы погружены в волокнистую массу гипса, в которой без всякой видимой закономерности рассеяно глинистое вещество.

Существенно отметить, что в распределении гипса и ангидрита в ордовике намечается определенная закономерность как по площади, так и по разрезу. Нижнеордовикские отложения, главным образом чуньские,

содержат то или иное количество сульфата кальция во всех разрезах, но наиболее мощные (2—3 м) прослой гипса сосредоточены в восточных районах. В среднеордовикских отложениях северо-западных и юго-западных районов гипс наблюдается только изредка в виде тонких (до 1 см) прослоек.

Бесспорно, что сульфат кальция, представленный ангидритом и залегающий в виде слоев, слоек, имеет первично-осадочное хемогенное происхождение. Гнезда и линзы в этих же породах, очевидно, фиксируют промежуточную (между доломитовой и сульфатной) стадию засоления бассейна и являются седиментационно-диагенетическими образованиями. В ряде случаев с гипсодолмитами ассоциируют целестин, барит и флюорит, о которых подробно будет сказано в разделе о полезных ископаемых.

Кремнистые породы

Среди доломитов часто отмечаются линзы и не выдержанные по простиранию прослойки кремней. Эти тела имеют четкие границы с вмещающими породами, всегда ориентированы параллельно слоистости. Размеры линз самые разнообразные, но преобладают 1—30 см по длинной оси и 1—3 см по короткой. Распределение линз в породах неравномерное. В отдельных горизонтах доломитов и известняков количество кремней составляет до 20—25%. Прослой кремней мощностью до 0,3 м часто встречаются в нижнеордовикских отложениях маймечинского и амбардахского разрезов.

Обычные цвета кремневых линз и прослоев серые, темно-серые, черные, реже бурые, красные, сургучные. Состав их халцедоновый, халцедоново-кварцевый, кварцево-халцедоновый и кварцевый, чаще кварцево-халцедоновый и халцедоново-кварцевый. Зерна кварца нередко имеют идиоморфные очертания. Размеры их 0,04—0,4 мм. В большинстве случаев в них наблюдаются включения пелитоморфного кальция.

Иногда кремневые линзы в чуньских отложениях сложены бурыми и желтоватыми образованиями халцедона и микрозернистого кварца. Эти округлые образования плотно прилегают друг к другу. Цемент по составу халцедоново-кварцевый, доломитовый и кальцитовый. Размеры таких линз достигают 45 см. Контакты их с вмещающими породами неровные и часто имеют причудливые очертания. Тела линз, как правило, рассекаются трещинами, захватывающими и округлые халцедоново-кварцевые образования и материал цемента. Очевидно, в образовании ордовикских кремней основное участие принимал первично осажженный опаловый гель. Позднее опал, перекристаллизовываясь, переходил в халцедон.

Вулканокластические породы

Туффиты отмечены в виде прослоев (20—40 см) среди аргиллитов и алевролитов верхнекриволуцких отложений в разрезах бассейна нижнего течения р. Подкаменной Тунгуски. Это зеленовато-серые и серые плотные породы, при выветривании образующие остроугольную щебенку. При микроскопических исследованиях они обнаруживают аловитрокристаллокластическую структуру. Основная масса пород сложена остроугольными и фигурными осколками кварца и редкими зернами кислых полевых шпатов. Цементируются эти осколки аловитрическим материалом. Вулканическое стекло замещено глинистым хлоритово-гидрослюдистым веществом, образующим агрегаты, которые подчеркивают остроугольную и серповидную форму замещенных пепловых частиц.

Встречаются поры, выполненные кальцитом. Из аксессуаров отмечены мусковит, пирит, хлоритизированный биотит.

Туфоалевролиты описаны также среди криволуцких отложений в бассейне нижнего течения р. Подкаменной Тунгуски, а также среди криволуцких и мангазейских образований в горбиячинском разрезе. Туфоалевролиты образуют тонкие прослой (20 см) среди известковых аргиллитов и алевролитов, а иногда и гравелитов. Основная масса таких пород сложена карбонатно-терригенным материалом, состоящим из слегка корродированных и отчасти регенерированных обломков кварца и единичных зерен кислых полевых шпатов. Встречаются таблитчатые зерна кальцита среди карбонатной цементирующей массы, которые развилась, по-видимому, по плагиоклазам. Цемент — кальцит и гидрослюда. Вместе с ними встречаются гнезда червеобразных хлоритовых агрегатов. Пепловый материал, составляющий до 25—30% общей массы, представлен остроугольными и фигурными осколками кварца и хлоритизированными частицами вулканического стекла. Последние большей частью сохранили характерную для пепловых частиц форму. Из аксессуарных минералов отмечены мусковит, гидротизированный биотит, пирит, циркон, титанистые минералы и гидроокислы железа.

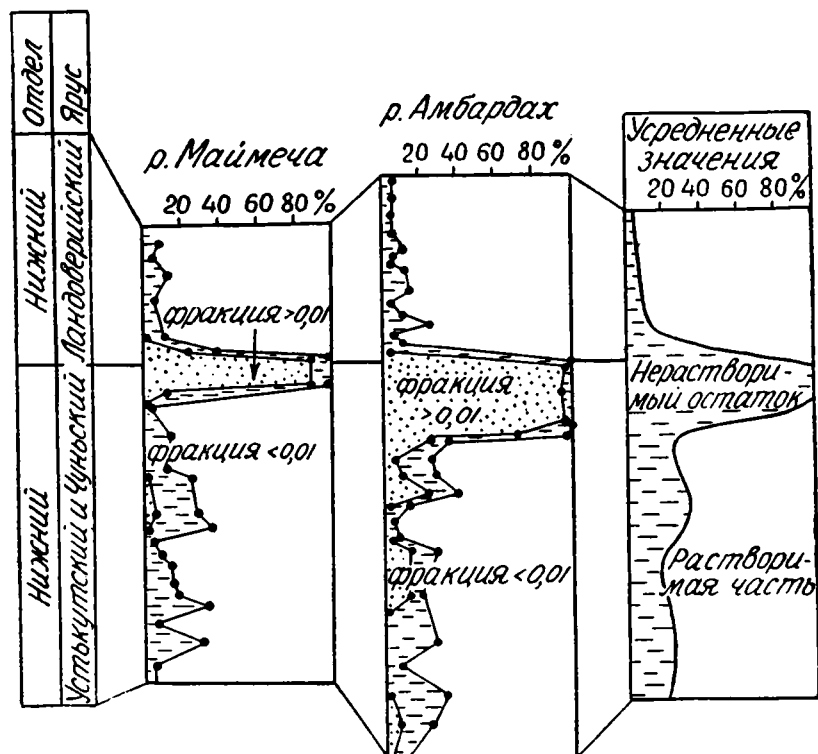
Туфоалевролиты описаны также в раннеустукских и позднечуньских образованиях в бассейне р. Подкаменной Тунгуски, где они образуют прослойки (от 1 до 15 см) среди доломитов.

Гранулометрическая и минералогическая характеристика

На рис. 4—7 показан механический состав пород всех изученных разрезов ордовика по отдельным районам, из которых видно, что основной объем их составляет растворимая часть — кальцит и доломит. В нерастворимом остатке определено количественное содержание двух фракций: $>0,01$ и $<0,01$ мм, т. е. песчано-алевритовой и глинистой. Дать более подробную гранулометрическую характеристику не представилось возможным, поскольку фракции крупнее 0,01 мм (за исключением районов бассейна Подкаменной Тунгуски) обычно сложены частицами тонкоалевритовой размерности. Во многих же случаях породы лишены и этой фракции.

Рисунки отчетливо показывают, что по гранулометрическому составу породы каждого из рассматриваемых районов имеют свои специфические особенности. Эта специфика выражается прежде всего в различии количественного соотношения терригенного и хемогенного материала для разновозрастных отложений. Имеются существенные различия и в составе терригенной части. Так, например, в разрезах на северо-западной окраине Тунгусской синеклизы терригенная составляющая пород сложена, главным образом, глинистой фракцией, а на юго-западной — в составе нерастворимого остатка превалирует песчано-алевритовая фракция. В то же время можно констатировать, что в любых сопоставимых по возрасту разрезах определенные разновозрастные горизонты пород часто более терригенные по отношению к подстилающим и перекрывающим их образования и наоборот.

Рис. 4 демонстрирует механический состав отложений северо-западной окраины Тунгусской синеклизы. В нижнем ордовике любого частного разреза здесь можно видеть увеличение терригенной составляющей в породах от более древних к более молодым. Наиболее терригенными являются отложения, соответствующие верхним горизонтам чуньского яруса. Эти отложения характеризуются и наибольшим развитием песчано-алевритовой фракции. В то же время можно заметить, что каждый



Р и с 5. Механический состав ордовикских и силурийских отложений северо-восточной окраины Тунгусской синеклизы

частный разрез имеет свои особенности соотношения растворимых (хемогенных) и нерастворимых (терригенных) компонентов. Породы более северных участков (Южно-Пясинская площадь, Левый Омнутах) содержат в нерастворимом остатке преимущественно частицы глинистой размерности (фракция менее 0,01 мм), южнее (бассейн р. Курейки) преобладают песчано-алевритовые частицы. В любом проанализированном образце северных разрезов всегда содержится то или иное количество растворимого (хемогенного) материала, в то время как в отдельных образцах курейского разреза терригенная составляющая равна 100%. Промежуточное положение занимают разрезы по рр. Горбиячин и Кулюмбе.

В среднем ордовике наименьшие содержания терригенного материала характерны для нижнекривошюцких отложений, а наибольшие — для верхнекривошюцких и верхнемангазейских. И точно так же с севера на юг (см. рис. 4, слева направо) в среднем ордовике породы все больше и больше обогащаются терригенным материалом более грубого состава. Так, на территории Южно-Пясинской площади количество алевритовой примеси таково, что ее невозможно показать на рисунке в принятом масштабе (менее 1%). По р. Иманге количество алевритовой примеси в отдельных прослоях пород достигает 50%, по р. Кулюмбе любой образец содержит фракцию крупнее 0,01 мм, а отдельные горизонты содержат песчано-алевритовых частиц около 60%. В породах среднего ордовика по р. Горбиячину терригенная составляющая резко преобладает, причем в ряде случаев алевритовая фракция является основной, достигая 70—80%. В разрезе по р. Курейке присутствуют только мангазейские, преимущественно терригенные образования.

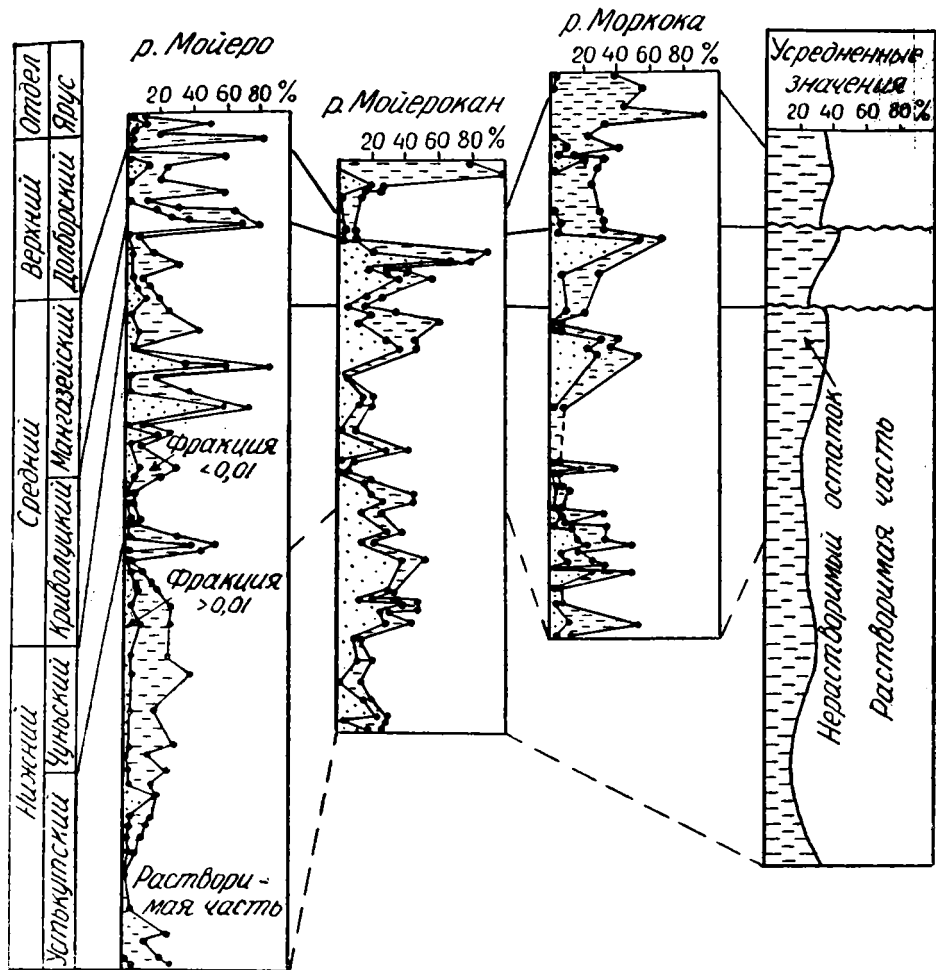


Рис 6. Механический состав ордовикских отложений восточной окраины Тунгусской синеклизы

В правой части рассматриваемого рисунка приведены усредненные значения соотношения нерастворимого остатка и растворимой части пород. Соответствующая кривая достаточно наглядно показывает характер изменения соотношения терригенной и хемогенной частей пород для района в целом.

Содержание нерастворимого остатка для указанной территории изменяется следующим образом. В устькутском ярусе среднее содержание песчано-глинистых частиц (главным образом алевритово-глинистых) в породах колеблется от 40% в нижних горизонтах, до 20% в верхних.

В нижних горизонтах чуньского яруса количество нерастворимого остатка вновь увеличивается до 35—40%, затем, приблизительно к средней части яруса, уменьшается до 18—20%, после чего постепенно увеличивается, достигая максимума (до 75%) в верхних горизонтах пород чуньского яруса. Уместно отметить, что наряду с общим увеличением количества остатка в породах увеличивается и относительная роль более грубых частиц. Так, в устькутском ярусе в нерастворимом остатке пород преобладают глинистые частицы, а в верхних горизонтах чуньского яруса — частицы песчано-алевритовой размерности.

Нижние горизонты криволицкого яруса характеризуются средним

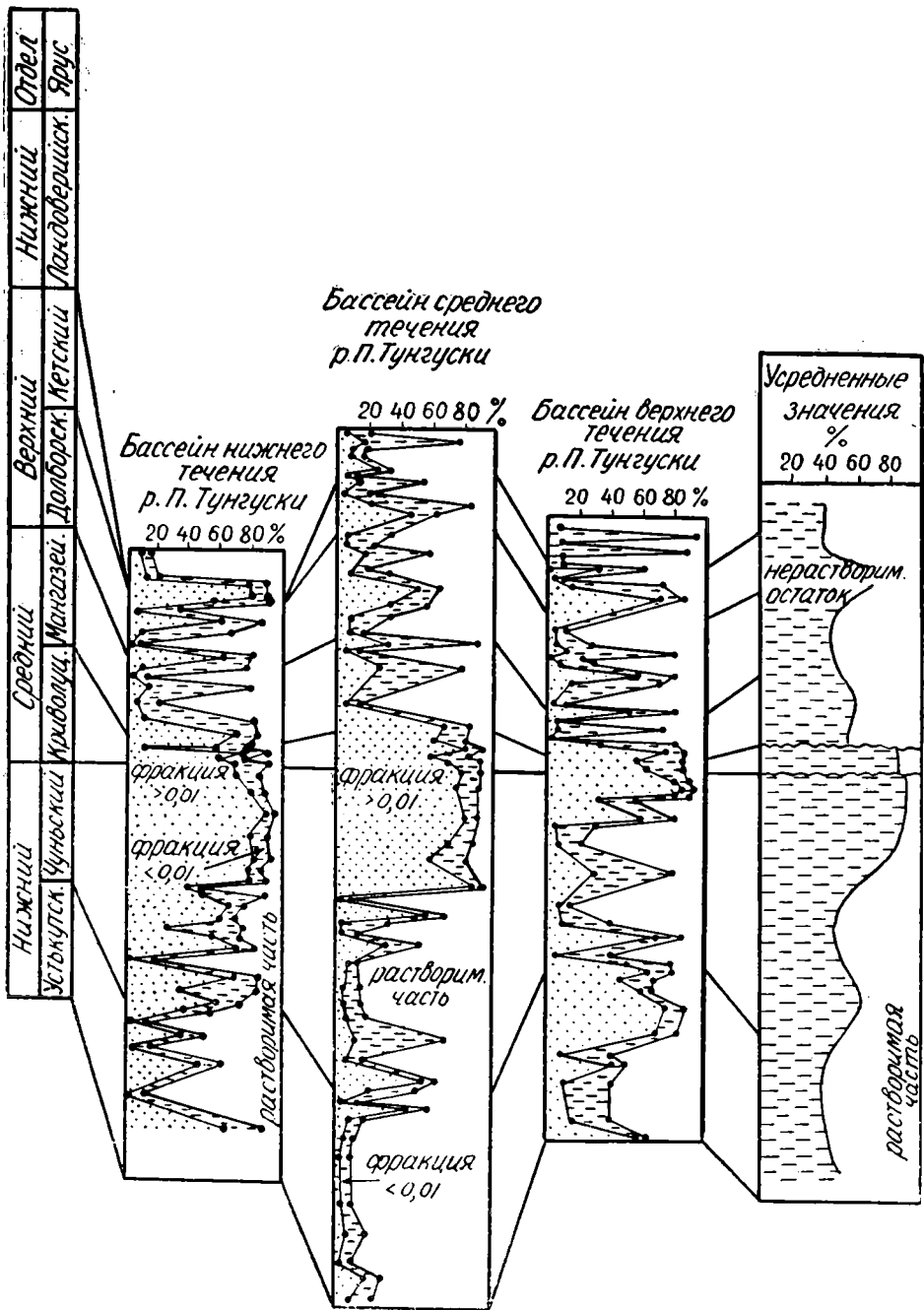


Рис 7. Механический состав ордовикских и силурийских отложений юго-западной окраины Тунгусской синеклизы

содержанием терригенной составляющей в породах в количестве 25—30%, увеличиваясь вверх по разрезу до 50—55%.

Сравнительно незначительные изменения в соотношении нерастворимой и растворимой частей отмечаются в породах мангазейского яруса. Здесь минимальные содержания (45—50%) терригенных частиц ха-

рактерны средней части, а максимальные (55%) — породам нижних и верхних горизонтов яруса.

В составе нерастворимого остатка пород нижнего ордовика северо-восточной окраины Тунгусской синеклизы (см. рис. 5) преобладающими являются глинистые частицы (фракция менее 0,01 мм). Песчано-алевритовая фракция, за исключением верхних горизонтов, отмечается спорадически в количествах, не превышающих 10—20%, — и только в разрезе по р. Амбардаха.

В общем виде можно констатировать, что так же, как и в предыдущем случае, здесь отмечается повышение роли нерастворимого остатка в породах нижнего ордовика снизу вверх по разрезу. Более того, закономерности распределения растворимой части и нерастворимого остатка в породах те же самые, что и для северо-западной части Тунгусской синеклизы, что хорошо видно по усредненным значениям.

В породах основания нижнего ордовика содержание нерастворимого остатка в среднем составляет по 20—25%, затем количество его несколько падает — 15—17%, но примерно в средней части вновь возрастает до 35—38%. Выше по разрезу, после некоторого уменьшения (до 20%), терригенная составляющая резко возрастает, достигая 100% в самых верхних горизонтах пород нижнего ордовика.

В рассматриваемых разрезах восточной части Тунгусской синеклизы (см. рис. 6) терригенный материал находится в явно подчиненном количестве по отношению к растворимой (хемогенной) части.

В породах нижнего ордовика в нерастворимой части преобладает алевритово-глинистый материал, содержание которого по усредненным данным колеблется в пределах 18—40%. Наименьшие количества его отмечаются в устькутском, а наибольшие в верхних горизонтах чуньского яруса. Отвлекаясь от деталей, можно констатировать, что снизу вверх по разрезу здесь идет обогащение пород терригенным материалом и, соответственно, происходит уменьшение роли хемогенной составляющей. Однако во всех разрезах хемогенный материал в породах является преобладающим.

В среднем и верхнем ордовике роль терригенного материала в породах несколько возрастает, особенно в верхней части криволуцкого яруса и выше по разрезу. Здесь содержание нерастворимого остатка по усредненным данным составляет 30—50%.

Породы разрезов юго-западной окраины Тунгусской синеклизы являются наиболее терригенными, что объясняется относительно близким расположением этих разрезов к источникам сноса — Енисейскому кряжу на западе-юго-западе и Катангской суши на юго-востоке. Это обстоятельство сказалось и на различии в соотношении терригенных и хемогенных компонентов в ордовикских породах в пределах рассматриваемой территории. В наиболее удаленной от источников сноса территории — бассейна среднего течения р. Подкаменной Тунгуски — в породах ордовика преобладают хемогенные компоненты, а в разрезах, характеризующих бассейн верхнего и нижнего течения Подкаменной Тунгуски, количество хемогенного материала заметно меньше. В первом случае разрез примыкает к Катангской суше, во втором — к Енисейскому кряжу. Однако во всех трех разрезах (см. рис. 7) устькутские отложения в целом более хемогенные по отношению к чуньским и криволуцким. Мангазейские и верхнеордовикские отложения также более хемогенные по отношению к подстилающим их породам.

Не останавливаясь на характеристике каждого в отдельности разреза, отметим, что в пределах нижнего ордовика отмечаются три стратиграфических уровня с относительным повышением в породах роли терригенной составляющей и два — с относительным уменьшением. Первые соответствуют нижним горизонтам устькутского яруса (количество нерастворимого остатка по средним данным 50—55%), нижним

горизонтам чуньского яруса (количество нерастворимого остатка около 65%) и верхним горизонтам пород чуньского яруса (количество нерастворимого остатка около 90%). Минимумы отмечаются в верхних горизонтах устькутского яруса (40%) и в средней части чуньского яруса (45%).

В составе криволуцкого яруса в породах резко преобладают терригенные частицы — около 90%, а в более молодых отложениях количество нерастворимого остатка и растворимой части примерно равное. Относительные максимумы терригенной фракции в породах соответствуют средней части мангазейского яруса (по средним данным 60—62%) и нижней части кетского яруса (до 70%); относительные минимумы этого же показателя соответствуют нижним горизонтам мангазейского (55%), средней части долборского (42%), верхней части кетского ярусов (37—40%).

Суммируя сказанное, приходим к выводу, что в составе пород ордовикской системы северо-запада Сибирской платформы нерастворимый остаток беден песчано-алевритовой фракцией. Исключение составляют только отложения юго-западной части Тунгусской синеклизы, которые, как мы уже отмечали, расположены сравнительно близко к древним источникам сноса.

В целом для всех изученных участков развития ордовикских отложений характерна определенная закономерность в распределении терригенной фракции по разрезу. В общем виде отчетливо прослеживается увеличение роли нерастворимого остатка снизу вверх по разрезу в пределах нижнего ордовика, существенно терригенный состав пород среднего ордовика и постепенное нарастание роли растворимой части пород в пределах верхнего ордовика.

На общем фоне отмечается относительное увеличение роли глинистой и песчано-алевритовой фракций на одновозрастных стратиграфических уровнях.

Как показали многочисленные минералогические анализы, основными компонентами песчано-алевритовых фракций во всех изученных ордовикских отложениях являются кварц и полевые шпаты. Изредка в небольшом количестве присутствуют обломки кремней, листочки слюд, зерна фосфатов и глауконит; весьма незначительную часть составляют другие минералы.

Кварц встречается в основном в зернах алевритовой и тонкоалевритовой размерности и только в юго-западных разрезах часто преобладают песчаные зерна. Обломки кварца различной окатанности. Какой-либо строгой закономерности в распределении по разрезам зерен различной окатанности наблюдать не удалось. В самом общем виде можно отметить, что хорошо окатанные зерна чаще встречаются в породах нижнего ордовика, лучше окатаны более крупные обломки кварца. В верхнем ордовике довольно часто встречаются обломки остроугольной формы, вытянутые, порой напоминающие по морфологии пепловые частицы. В основном же это полуокатанные и полуугловатые частицы размером 0,01—0,05 мм, а в юго-западных разрезах — размером 0,1—0,5 мм при преобладании 0,1—0,2 мм.

В породах нижних горизонтов нижнего ордовика зерна кварца часто мутные, в глинисто-железистой рубашке. Выше по разрезу — чистые, прозрачные. В породах гурагирской свиты и ее стратиграфических аналогах вновь появляются обломки кварца с глинисто-железистым налетом. В отдельных случаях такие зерна составляют 100% соответствующей фракции. В разрезах, характеризующих бассейн нижнего и верхнего течения р. Подкаменной Тунгуски, зерна кварца часто давленные, с облачным и мозаичным погасанием, с многочисленными перекрещивающимися трещинками.

В качестве включений в кварце наблюдаются циркон, апатит, реже пузырьки газа и рудные образования.

Довольно широко развиты кварцевые новообразования. Они принадлежат двум группам: первичнохемогенным, впоследствии неизменным и первичнохемогенным, но позднее перекристаллизованным. К первой группе относятся мелкие идиоморфные кристаллы и неправильные образования кварца, а также кварцевые регенерационные каемки вокруг обломочных зерен. Вторую группу характеризуют линзы и прослой серых и темно-серых кремней кварцево-халцедонового состава.

Бесцветные кристаллы новообразованного кварца иногда составляют 100% легкой фракции. Такое явление наблюдалось нами при изучении алевритовой примеси в доломитах и известняках устькутского и чуньского ярусов ордовика северо-западных разрезов. Все новообразованные кристаллы содержат пылевидные включения карбонатного материала и, реже, глинистых агрегатов. Форма кристаллов разнообразная. Встречаются кристаллы с хорошо развитыми гранями призмы, таблитчатые и ромбовидные. Размеры их колеблются от 0,03 до 0,2 мм. Реже встречаются кристаллы, достигающие 1—2 мм.

Наряду с идиоморфными наблюдаются полуидиоморфные и неправильные выделения зерен кварца, а также их сростки. Все они характеризуются чистотой и прозрачностью, хотя, как и описанные выше идиоморфные кристаллы, имеют включения тех же карбонатных и глинистых частиц.

Описываемый вторичный кварц встречен в породах устькутского, в нижних частях чуньского, в кривоуцком и в мангазейском ярусах ордовика.

Регенерация обломочных кварцевых зерен наблюдается как в терригенных, так и в карбонатных породах, содержащих примесь терригенного песчано-алевритового материала. Встречены эти образования в отложениях нижнего ордовика всех разрезов. Кроме того, в некоторых разрезах они наблюдались в песчаниках и алевритах среднего и верхнего ордовика. В карбонатных породах регенерация обломочных зерен чаще всего неполная. В результате обрастает только какая-нибудь часть зерна, что приводит иногда к полному восстановлению лишь одной-двух граней. В единичных случаях наблюдалось восстановление всех граней кристалла. Ширина каемки обрастания до 0,01 мм. Каемка чистая, прозрачная, в редких случаях в нее включены зерна карбонатов и гидроксидов железа, а также чешуйки хлорита или гидрослюды. Одинаковая оптическая ориентировка аутигенной каймы и терригенного обломка наблюдалась крайне редко.

В терригенных породах регенерация кварцевых зерен приводит к возникновению регенерационного цемента. Материалом для новообразований кварца служит кремнезем, переходящий в раствор из обломочных кварцевых зерен в результате сдавливания и внедрения их друг в друга. Кроме того частично или полностью в раствор также переходил кремнезем первично хемогенного цемента пород.

В песчаниках же, имеющих карбонатный цемент, наблюдалась только регенерация кварцевых обломков. При этом имеет место полная и неполная регенерация зерен. Ширина каемок достигает 0,01 мм. Полная регенерация наблюдалась редко.

Полевые шпаты обломочные представлены калиевыми разностями (в основном ортоклазами) и плагиоклазами. Содержание последних обычно в пределах — единичные зерна — 3% от общего содержания полевых шпатов. Лишь изредка плагиоклазы содержатся в количестве 30—80%. Микроклин встречается очень редко и не превышает долей процента в северо-западных, северо-восточных и восточных разрезах, но в юго-западных он иногда является преобладающим. Для всех зерен

полевых шпатов характерны полуокатанные и окатанные формы. Очень редко встречаются остроугольные обломки, особенно в среднем и верхнем ордовике.

Что касается сохранности полевых шпатов, то ортоклазы обычно слабо пелитизированы. Наибольшие количества свежих зерен ортоклаза встречаются в средней части нижнего ордовика. Зерна плагиоклазов в основном свежие. Лишь в низах ордовика встречены плагиоклазы с развивающимся по ним серицитом. Плагиоклазы по составу кислые с показателем преломления до 1,54.

В разрезах по Подкаменной Тунгуске полевые шпаты иногда слабо каолинизированы. Но в настоящее время в ряде пунктов Сибирской платформы, главным образом в бассейне Подкаменной Тунгуски, выявлены остатки древней (предкривоуцкой) коры выветривания, где полевые шпаты полностью замещены каолинитом. Одним из таких пунктов является район Подкаменной Тунгуски в 2 км ниже устья р. Лиственичной, где Е. К. Герасимовым (СНИИГГИМС) в 1965 году был описан структурный элювий мощностью до 1 м, развитый по байкитским песчаникам и перекрытый породами волгинского горизонта кривоуцкого яруса. В верхней части элювия наблюдаются только реликты полевых шпатов, замещенные каолинитом.

Вторичные полевые шпаты в ордовикских отложениях довольно часты. Они наблюдаются в виде неправильной формы каемок, регенерирующих аллотипенные кристаллы, а также в форме идиоморфных образований, главным образом, в средней части нижнего, в верхней — среднего и в верхнем ордовике.

Обломочные зерна полевых шпатов, вокруг которых наблюдаются каемки обрастания, представлены плагиоклазами. Формы регенерированных обломочных полевых шпатов альбитов разнообразны. Встречается частичная и полная регенерация. При частичном обрастании форма новообразований обычно неправильная, при полной регенерации вторичный альбит чаще восстанавливает исходные зерна до правильных ограничений.

Каемки регенерации (толщина их 0,01—0,005 мм) отличаются чистотой и прозрачностью. Вновь образованные, а не регенерированные кристаллы альбита встречаются редко. Они имеют в сечении форму ромба, редко призмы. В единичных случаях встречаются таблитчатые кристаллы. Размеры вторичных образований альбита меняются от 0,01 до 0,2 мм. Надо отметить, что в отдельных случаях содержание аутигенного альбита в виде регенерации или новообразованных кристаллов достигает 70% фракций.

На образование аутигенного альбита, происходившее при обычных термодинамических условиях без воздействия посторонних агентов, главным образом, за счет вещества самих осадочных пород, указывают Л. В. Пустовалов (1956), Ю. А. Ходак (1956), Г. И. Теодорович (1958) и др. Однако происхождение исходного материала для новообразований полевых шпатов рассматривается различными исследователями по-разному. Так, Г. И. Теодорович допускает возможность их образования за счет воздействия глинистого алюмосиликатного вещества со щелочами, адсорбированными из морской воды. Л. В. Пустовалов указывает на тесную связь между образованиями вторичных полевых шпатов и распределением глинистого вещества в породах, а также на характерную ассоциацию вторичных полевых шпатов с вторичными выделениями кварца, слюд и турмалина. Ю. А. Ходак отмечал связь новообразований полевых шпатов с исчезновением глинистых минералов, за счет которых они образовались. Д. В. Шутов и В. И. Муравьев (1964)

полагают, что аутигенный альбит в известняках возникает при перераспределении минеральных компонентов в процессе перекристаллизации известняков и растворения обломочных компонентов, которые и являются сырьем для их образования.

В ордовикских отложениях Сибирской платформы аутигенный альбит встречается как в породах, содержащих глинистый материал гидрослюдистого состава, так и не содержащих такового. Не усматривается и количественной зависимости между новообразованиями и содержанием глинистого материала. Ассоциация аутигенного альбита с кварцем в одних случаях наблюдается, в других отсутствует. Следовательно, объяснить выше перечисленными факторами способ образования вторичных полевых шпатов не представляется возможным. Можно предположить, что определенное количество глинозема могло поступать в бассейны седиментации и в виде растворов и коллоидов из областей эрозии. В диагенезе в результате перераспределения вещества происходило формирование новообразований как отдельными кристаллами, так и в виде регенерации обломочных зерен.

Поскольку вторичные полевые шпаты наблюдались нами в породах, часто не затронутых процессами перекристаллизации, то трудно предположить образование аутигенного альбита в результате растворения обломочных полевых шпатов в зоне глубинного эпигенеза и последующей миграции и переотложения растворенного материала. Об этом свидетельствует и наличие в породах биотита. Биотит, как известно, в зоне глубинного эпигенеза неустойчив, чем и обусловлено его преобразование в хлорит и диоктаэдрическую гидрослюда.

При рассмотрении распределения аутигенных кварца и полевых шпатов надо отметить их приуроченность к определенным частям разреза. Корреляционное значение новообразований, обусловленное приуроченностью их к определенным стратиграфическим горизонтам, подчеркивалось многими исследователями (Преображенский, 1940; Пустовалов, 1956; Лизалек, 1963 и др.). Это обстоятельство объясняется связью новообразований с особенностями первичного состава породы, обеспечившего возможность образования их внутри осадка за счет его составных частей, содержание которых и состав неразрывно связаны с процессом выветривания и денудации на континенте. Некоторая разобщенность горизонтов пород, обогащенных вторичными полевыми шпатами и кварцем (горизонты с вторичными полевыми шпатами располагаются несколько выше горизонтов с вторичным кварцем) может свидетельствовать в пользу некоторой дифференциации в выносе в бассейн седиментации веществ, необходимых для образования рассматриваемых минералов.

Слюды в описываемых фракциях встречаются редко. В ордовике они чаще отмечаются в нижних горизонтах нижнего отдела. Количество слюд здесь колеблется в пределах — единичные знаки — первые единицы процента. Только в породах в бассейне р. Кулюмбе в одном случае было зафиксировано содержание слюд до 37%. По составу это мусковит и очень редко биотит. Мусковит наблюдается в виде листочков округлой формы алевритовой размерности, а биотит в виде хорошо сохранившихся листочков или набухших гидротированных, частью замещенных хлоритом зерен.

Кремни аллотигенные очень редко наблюдаются в разрезе. Это в основном полуокатанные и полуугловатые обломки алевролитовой, реже песчаной размерности. В нижнем ордовике на кремнях наблюдается глинисто-железистая рубашка.

Аутигенные кремневые образования в описываемых разрезах встречаются в виде линз и прослоев. Их краткая характеристика приведена ранее в разделе «Типы пород».

Обломки зерен *фосфатов и глауконит* встречаются преимущественно в отложениях среднего ордовика. В юго-западных разрезах (бассейн Подкаменной Тунгуски) глауконит довольно частый минерал и в отложениях нижнего ордовика. В виде единичных зерен он отмечен в нижнеордовикских отложениях и других разрезах. Иногда, в пределах мало-мощных прослоев в криволючком и мангазейском ярусах, количество зерен фосфоритов резко возрастает, образуя рудные концентрации. Такие отложения рассмотрены ниже при характеристике полезных ископаемых.

Все изучавшиеся фосфаты бурого цвета, изотропные, с показателем преломления 1,617—1,620, реже 1,640. Примечательно, что фосфатные зерна и глауконит обычно приурочены к надперерывным толщам и ассоциируют всегда с кварцевыми песками или с породами, в терригенной составляющей которых полевые шпаты почти не встречаются.

В ордовикских отложениях достаточно разнообразен состав минералов, характеризующих тяжелую фракцию песчано-алевритовой части. Однако выход этой фракции столь незначителен, что каких-либо обобщений, основывающихся на ее изучении, сделать нельзя.

В северо-западной части Тунгусской синеклизы послойное изучение минералогического состава тяжелых фракций в иммерсионных препаратах проведено в двух разрезах — по Левому Омнутаху и по Курейке. По разрезу р. Кулюмбе нами использованы определения Е. С. Рабиханукаевой (Институт геологии и геофизики СО АН СССР), а по Южно-Иясинской площади определения Т. Н. Кац и Б. Г. Семейкиной (ВСЕГЕИ).

Вес соответствующих фракций в породах ордовика, за редким исключением, составляет сотые и тысячные доли процента. Основная часть фракций слагается аутигенным пиритом. Содержание его меняется в пределах 25—98%. Причем, если в северных разрезах в породах нижних горизонтов ордовика пирит составляет обычно 95%, то вверх по разрезу количество его уменьшается до 25%, но в породах верхних горизонтов нижнего ордовика количество пирита вновь составляет 95—98% тяжелой фракции. В разрезах, расположенных южнее, увеличение пирита снизу вверх происходит постепенно от 40 до 98%, и лишь в единичных случаях количество его уменьшается до 20%. Форма зерен пирита обычно неправильная, редко встречаются кристаллы правильной кубической формы. Из аутигенных минералов, кроме того довольно часты целестин, барит, лейкоксен и гематит. В распределении этих минералов по разрезам также намечается некоторая специфика для северных и южных участков. В северных разрезах целестин¹ и барит от 6—30%, в низах нижнего ордовика вверх уменьшается до единичных знаков. Гематит и лейкоксен наблюдается только в средней части нижнего ордовика. Содержание их, как правило, не превышает единичных знаков. Лишь в отдельных случаях содержание гематита достигает 30—40%. На юге наиболее широко распространены лейкоксен (4—50%), затем следует целестин и барит (от единичных знаков внизу разреза до 30% вверху) и гематит (единичные зерна по всему разрезу). Терригенная часть тяжелой фракции нижнего ордовика сложена турмалином, гранатом, рутилом, цирконом, анатазом, сфеном, дистеном, диопсидом, магнетитом, ильменитом. Для северных разрезов их содержание меняется в пределах — единичные знаки — 3—5%. Отклонение от этого количества обнаруживают только анатаз и циркон в низах разреза. В единичных случаях содержание этих минералов увеличивается до 20%. В средней части разреза возрастает содержание рутила и турма-

¹ Здесь не рассматриваются пласты пород, резко обогащенные целестином, образующим даже рудные концентрации. Их описание приведено в «Полезных ископаемых».

лина (до 20—25% каждый), а в верхней — ильменита. В южных разрезах большие содержания характерны для ильменита. Снизу вверх по разрезу его количество меняется от 60 до 22%. Пироксены и роговые обманки наблюдаются в средних и верхних частях разреза и содержатся в единичных зернах. Циркон, рутил, турмалин, гранат встречаются по всему разрезу. Их содержание (кроме граната) изменяется в пределах — единичные знаки — 5, реже 10%. Причем наибольшие значения наблюдаются вверху разреза. Гранат встречается только в единичных знаках.

В отложениях среднего ордовика основная часть фракции сложена пиритом — 90—95%. Отмечаются, кроме того, единичные знаки сфена, турмалина, граната, циркона, лейкоксена. Кроме перечисленных минералов в южных разрезах встречаются в единичных знаках пироксены и роговые обманки и в значительных количествах ильменит. Ильменит вверху разреза составляет половину тяжелой фракции.

Примерно та же характеристика тяжелых минералов в терригенных фракциях сохраняется и для северо-восточных разрезов ордовика Тунгусской синеклизы. В восточных разрезах (бассейны рек Мойеро, Моркоки, Мойерокана) помимо описанных среди аутигенных минералов нередко встречаются сфалерит, флюорит. Характеристика их приведена ниже в разделе «Полезные ископаемые».

Наиболее разнообразен комплекс минералов в породах ордовикских разрезов в бассейне Подкаменной Тунгуски, изученный Г. Г. Гелещяном (СНИИГГИМС) из коллекции Е. П. Маркова. Прежде всего количество тяжелых минералов в сумме составляет десятые доли, а иногда и первые единицы процента в составе песчано-алевритовой фракции. Здесь помимо аутигенного пирита встречены следующие терригенные минералы: магнетит, ильменит, гематит, лимонит, лейкоксен, турмалин, циркон, гранаты, рутил, эпидот-цоизит, флюорит, целестин, сфен, барит, шпинель, пироксены, роговая обманка, андалузит, апатит, слюды, корунд. При этом установлено, что в районах, тяготеющих к Енисейскому кряжу (нижнее течение Подкаменной Тунгуски), наиболее характерна ассоциация, состоящая из магнетита, ильменита, циркона, турмалина, роговой обманки, а в районах, примыкающих к Катангской суше, в составе тяжелой фракции пород преобладают гранат-циркон-турмалиновая ассоциация. Остальные минералы встречаются спорадически и в небольших количествах.

По данным И. М. Табацкого (1962) в песчаниках верхнего ордовика, развитых в бассейне р. Бахты, встречаются обломки эффузивов, сцементированных карбонатно-глинистым материалом. Этот факт чрезвычайно важен для понимания генезиса и тех остроугольных частиц кварцевого и полевошпатowego состава, на которые нами обращалось внимание при рассмотрении минеральных обломков в породах ордовика северо-западной части платформы. Необходимо отметить также, что в образцах среднего и верхнего ордовика почти любого разреза территории Сибирской платформы, имеющихся в нашем распоряжении, всегда в составе песчано-алевритовых частиц обнаруживаются в небольших количествах алюмосиликатные частицы, по морфологии напоминающие пепел (остроугольные, клиновидные, серповидные). Это заставляет полагать, что в среднеордовикские и позднеордовикские бассейны осадконакопления происходил привнос пирокластического материала.

Для того, чтобы представить более наглядно основные закономерности в изменении терригенных компонентов во времени и по площади в породах изученных разрезов, нами были построены графики изменения минералогического состава легкой алевритовой фракции для ордовикских отложений по отдельным районам. Как мы уже видели, легкая фракция в породах всех изученных разрезов практически исчерпывает

ся кварцем и полевыми шпатами. Это дает возможность оценить существующие различия и общность в закономерностях изменения основных компонентов, составляющих обломочную часть пород.

Каждый из изученных разрезов имеет свои особенности в распределении количественных содержаний кварца и полевых шпатов во времени. Вместе с тем их объединяет и одна общая закономерность, выражающаяся в том, что в сопоставимых по возрасту отложениях горизонты с относительным обогащением или обеднением кварцевыми обломками алевритовой фракции пород (соответственно с относительным уменьшением или увеличением роли полевых шпатов) прослеживаются на одних и тех же стратиграфических уровнях. Поясним на примерах.

В наиболее хорошо охарактеризованной северо-западной окраине Тунгусской синеклизы ордовикские отложения представлены шестью разрезами (рис. 8). Устькутский ярус охарактеризован четырьмя из них: Левый Омнутах, Кулюмбе, Горбиячин, Курейка. Однако данные по Левому Омнутаху не могут считаться достаточными для объектив-

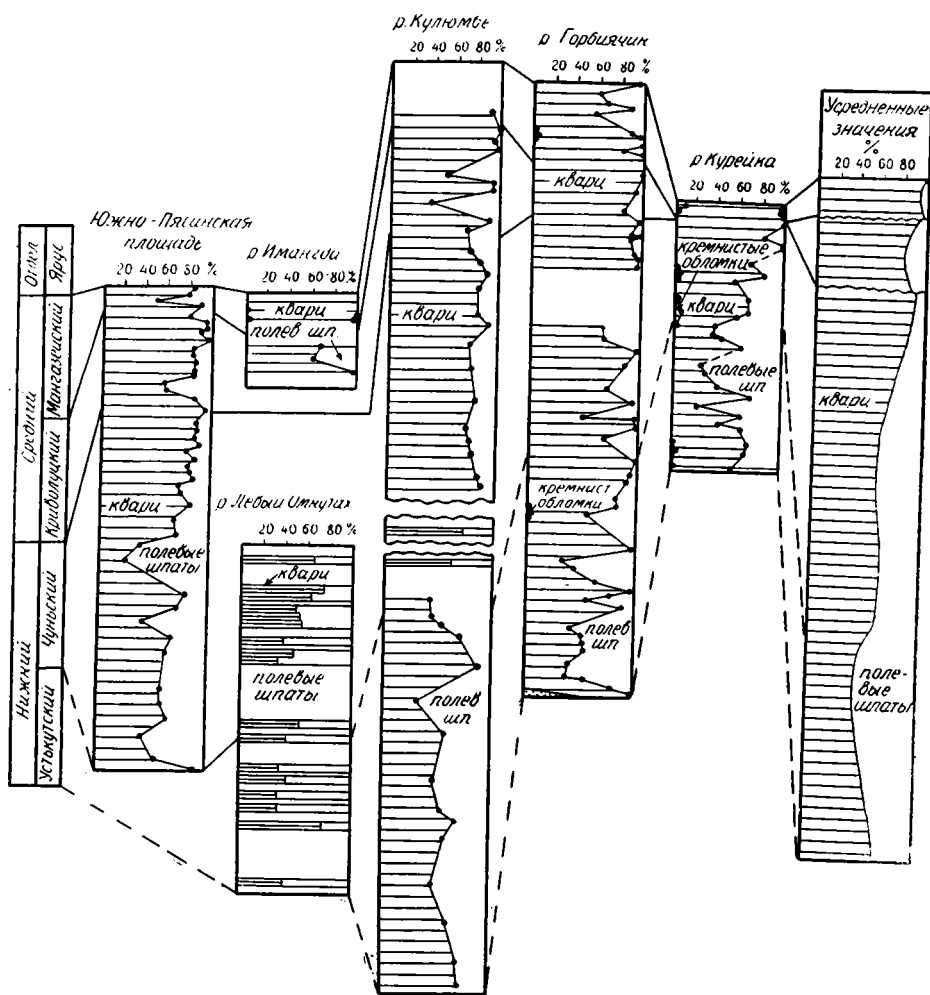


Рис. 8. Минералогический состав алевритовой фракции ордовикских отложений северо-западной окраины Тунгусской синеклизы

ной информации. По р. Кулюмбе содержание кварца в алевритовой фракции пород в нижних горизонтах устькутского яруса составляет 60—70%, а 40—30% приходится на долю полевых шпатов. Затем вверх по разрезу наблюдается неуклонное уменьшение роли кварца и увеличение роли полевых шпатов (соответственно 30—60 и 40—70%). Голько в самых верхних горизонтах устькутского яруса количество кварцевых обломков в рассматриваемой фракции пород вновь увеличивается до 70—90%, что сопровождается параллельным уменьшением роли полевых шпатов до 30—10%.

По р. Горбичину в нижних горизонтах пород устькутского яруса содержание обломков кварца находится в пределах 40—70, а в сумме с обломками кремнистых пород достигает 100%. Вверх по разрезу количество кварцевых обломков уменьшается (соответственно увеличивается количество обломков полевых шпатов), но в самых верхних горизонтах яруса в алевритовой фракции пород снова количество кварца является резко преобладающим — 80—100%.

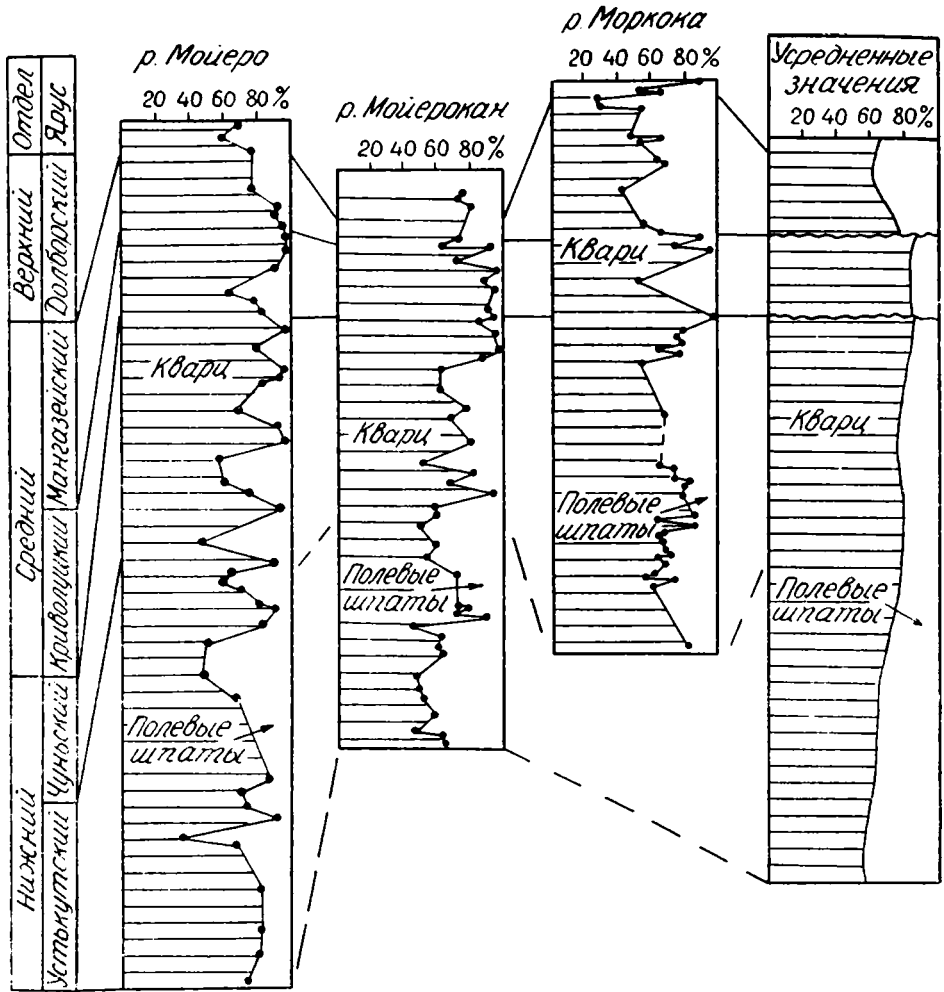
По р. Курейке содержание кварцевых обломков и обломков полевых шпатов в нижних горизонтах пород устькутского яруса равно соответственно 60—70 и 30—40%; в средней части яруса отмечается некоторое уменьшение первых и увеличение вторых, но в породах кровли яруса количество кварцевых обломков, как и в предыдущих случаях, также является доминирующим.

В чуньском ярусе также наблюдается определенная закономерность в изменении соотношения кварцевых обломков и полевых шпатов для всех рассматриваемых разрезов. В породах нижней половины яруса, как правило, количество обломков кварца несколько больше по отношению к количеству полевых шпатов, но в верхней части яруса кварц является резко доминирующим минералом; в ряде случаев его содержание составляет 100%. Кварц является преобладающим минералом и в соответствующих фракциях пород среднего ордовика, особенно в отложениях, характеризующих нижние и верхние горизонты кривоуццкого яруса, а также нижние и верхние горизонты пород мангазейских отложений, что можно видеть на любом проанализированном разрезе северо-западной окраины Тунгусской синеклизы.

Указанные закономерности еще более отчетливо заметны на кривой усредненных значений (см. правую колонку рис. 8), на которой видно, что в целом для разбираемой территории в пределах устькутского яруса содержание кварцевых обломков в алевритовой фракции изменяется от 65% в нижних горизонтах пород до 45% в верхних. В самой кровле яруса количество кварца вновь возрастает до 55—60%, и с небольшими вариациями эта характеристика сохраняется в пределах пород нижней половины чуньского яруса, после чего роль кварцевых обломков возрастает, достигая максимальных значений (90—92%) к кровле яруса. Весьма высокие количественные значения кварца сохраняются в пределах среднего ордовика, особенно в пограничных отложениях чуньского и кривоуццкого, кривоуццкого и мангазейского ярусов (90% и более). В среднем ордовике даже относительные минимумы содержания кварцевых обломков (средняя часть мангазейского и средняя часть кривоуццкого ярусов) характеризуются очень высокими величинами — более 80%.

Для объективного суждения о закономерностях количественной характеристики кварцевых и полевошпатовых обломков в составе пород северо-восточных разрезов ордовика Тунгусской синеклизы материала недостаточно. В самом общем виде только можно сказать, что количество кварца здесь резко преобладает — 80—100%.

На восточной окраине Тунгусской синеклизы (рис. 9) соотношение обломков кварца и полевых шпатов в алевритовой фракции пород оха-



Р и с. 9. Минералогический состав алевритовой фракции ордовикских отложений восточной окраины Тунгусской синеклизы

рактировано достаточно полно во всех трех разрезах: Мойеро, Мойеро-кану, Моркоке.

В нижнем ордовике разреза по р. Мойеро количество кварцевых частиц во фракции колеблется в пределах 37—98, чаще 50—70%. Наибольшие же содержания характерны для пород чуновского яруса, особенно его верхней части, где минимальные содержания обломков кварца составляют 60%, а максимальные достигают 98. Снизу вверх по разрезу в пределах яруса в породах отмечается повышение роли кварцевых обломков и, соответственно, уменьшение роли полевых шпатов. Эти же закономерности с небольшими индивидуальными особенностями характерны и для остальных разрезов.

Обломочные компоненты среднеордовикских отложений характеризуются преобладанием кварца по отношению к полевым шпатам во всех разрезах. Особенно высоких значений кварц достигает в нижних и верхних горизонтах криволюцкого яруса (80—98%) и в нижних горизонтах мангазейского яруса (70—98%).

В целом по усредненным данным для ордовикских отложений рас-

смаатриваемой площади характерно следующее распределение кварца и полевых шпатов во времени. В нижнеордовикских отложениях содержание кварцевых обломков в алевритовой фракции пород колеблется в пределах 55—87%, увеличиваясь постепенно снизу вверх по разрезу. Соответственно содержание полевых шпатов составляет 45—13%, уменьшаясь снизу вверх по разрезу. Наиболее «кварцевый» состав характерен верхним горизонтам пород чуньского яруса.

В криволучском ярусе среднего ордовика содержание кварцевых обломков в соответствующей фракции пород составляет 82—88%, причем максимумы характерны для нижних и верхних горизонтов яруса. Относительный максимум (содержание кварца 77%) отмечается также в породах нижних горизонтов мангазейского яруса.

Соответственно относительные максимумы содержания полевых шпатов в обломочных компонентах характерны для пород нижних горизонтов нижнего ордовика (45%), для средней части пород криволучского яруса (18%), для средней части пород мангазейского яруса (40%).

Таким образом, выявленные особенности в распределении кварца и полевых шпатов в составе терригенной фракции пород для рассмотренных на предыдущих страницах территорий развития ордовикских отложений, характерны и для разрезов восточной окраины Тунгусской синеклизы.

В разрезах юго-западной окраины Тунгусской синеклизы ордовикские отложения повсеместно характеризуются резким преобладанием в породах кварцевых обломков. Количество полевых шпатов за редким исключением не превышает 30—40% в составе песчано-алевритовых терригенных частиц. В пределах нижнего ордовика всех трех разрезов бассейна Подкаменной Тунгуски содержание обломков кварца колеблется в пределах 50—100, чаще 70—80% алевритовой фракции пород (рис. 10). При этом относительные максимумы их прослеживаются в нижних горизонтах устькутского, в переходных горизонтах устькутского и чуньского ярусов, а также в верхней половине чуньских отложений, особенно в их кровле.

Не останавливаясь на подробной характеристике каждого разреза, отметим, что по усредненным значениям содержание кварца в нижних горизонтах пород устькутского яруса составляет около 90%, затем вверх по разрезу содержание его в алевритовой фракции падает до 75% (соответственно количество полевых шпатов от 10 возрастает до 25%). В отложениях на границе устькутских и чуньских образований роль кварца вновь возрастает, составляя в среднем 80—85%. В нижней трети пород чуньского яруса увеличивается роль полевых шпатов (достигая 38%), но затем вновь возрастает количество кварцевых обломков, достигая максимальных значений (90—95%) в кровле пород чуньского яруса.

Криволучские отложения в целом характеризуются исключительно кварцевым составом слагающих их терригенных частиц. В алевритовой фракции количество кварцевых обломков повсеместно составляет около 90%. Очень высокие содержания (около 90%) обломочного кварца характерны и для пород нижних горизонтов мангазейского яруса среднего ордовика и для пограничных отложений долборского и кетского ярусов верхнего ордовика (85—90%). Минимальные содержания (70%) кварца в диапазоне средний—верхний ордовик отмечены в средней части пород долборского яруса. Относительное же увеличение кварцевых обломков отмечено и в верхней части описанных отложений кетского яруса.

Суммируя сказанное, приходим к выводу, что кварц и полевые шпаты, составляющие практически основу терригенной фракции пород, в распределении по разрезу любой изученной территории Сибирской

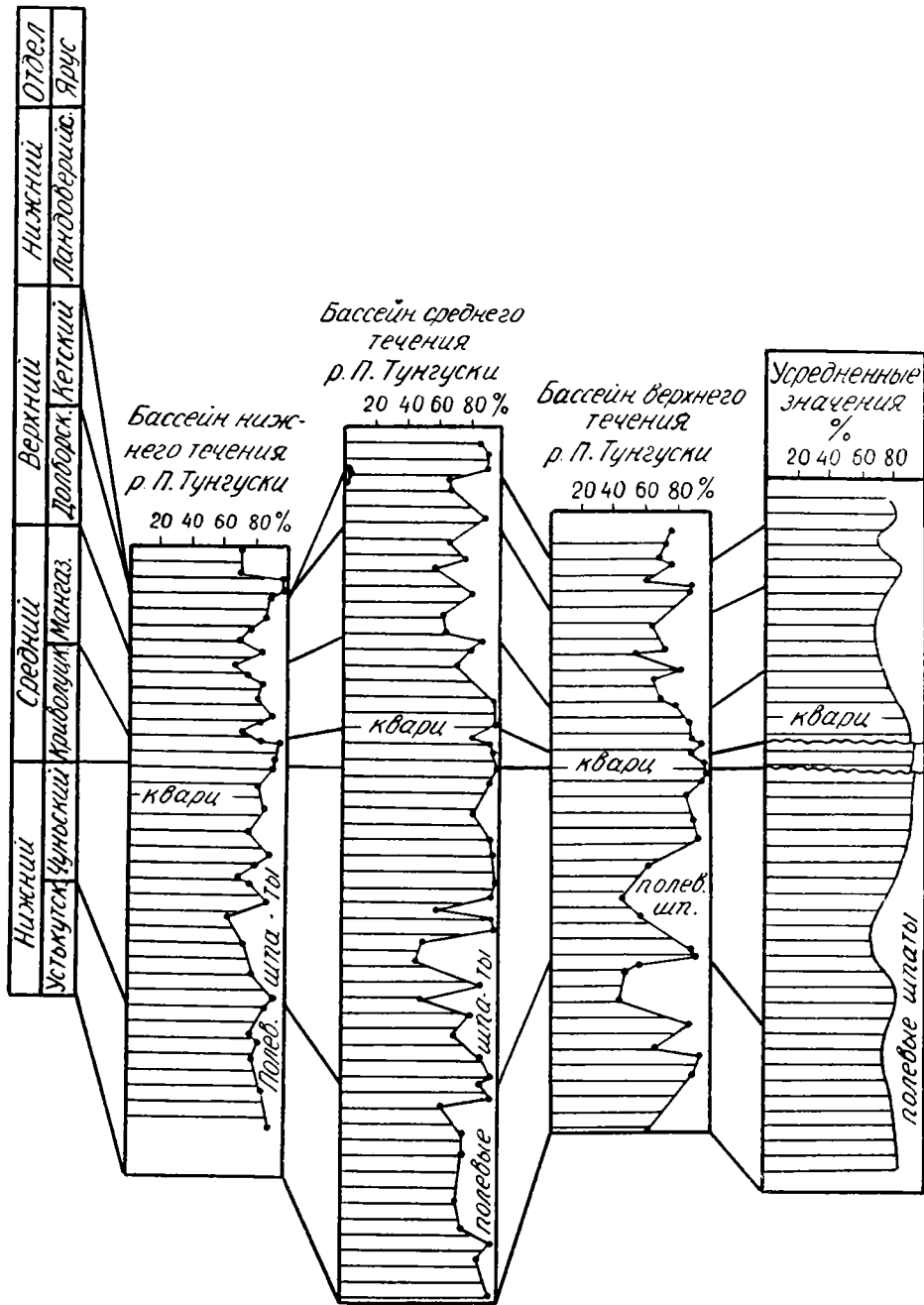


Рис. 10. Минералогический состав алевритовой фракции ордовикских и силурийских отложений юго-западной окраины Тунгусской синеклизы

платформы подчинены единой закономерности. Эта закономерность выражается в том, что повсеместно увеличение количества кварцевых обломков в составе проанализированной алевритовой фракции одной территории сопряжено с относительным увеличением роли кварца в составе пород любой другой территории на тех же стратиграфических уровнях, и, наоборот, увеличение роли полевых шпатов в рассмотрен-

ных фракциях пород на определенных стратиграфических уровнях сопровождается увеличением их роли в возрастных аналогах других участков платформы.

Сохраняется и общая направленность в изменении соотношения кварца и полевых шпатов в пределах ордовикских разрезов. В любом из них отмечается тенденция увеличения относительной роли кварца снизу вверх по разрезу в пределах нижнего ордовика, существенно кварцевый состав терригенных частиц в породах среднего ордовика, относительное увеличение роли полевых шпатов в породах верхнего ордовика.

Исследование глинистых минералов в палеозое Сибирской платформы проведено пока крайне недостаточно. При описании шлифов было установлено, что гидрослюды являются резко преобладающими компонентами глинистой фракции пород. То же показали и термические анализы. В небольших количествах иногда отмечаются хлориты.

Небольшой объем исследований более точными методами (рентгеноструктурным, химическим, спектрофотометрическим) был проведен Н. П. Акульшиной (1962) из коллекции наших образцов курейского разреза. Согласно ее данным, здесь в породах нижнего ордовика в глинистых минералах наблюдается примесь каолинита. Причем снизу вверх по разрезу наблюдается уменьшение количества каолинитовой примеси. Некоторое увеличение содержаний каолинита в глинах отмечается в породах верхних горизонтов нижнего ордовика. Среднеордовикские же отложения характеризуются гидрослюдисто-каолинитовым составом. Таким образом можно сделать вывод, что относительное увеличение роли каолинита в глинистой составляющей пород характерно для тех отложений, в которых кварц является преобладающим минералом в составе песчано-алевритовой примеси.

В разрезах юго-западной части Тунгусской синеклизы каолинит — довольно часто встречающийся минерал. Существенная примесь его отмечается в глинистой части пород верхних горизонтов чуньского яруса, в криволуцких и мангазейских образованиях. Особенно характерен для продуктов коры выветривания рубежа нижний — средний ордовик.

Основной объем ордовикских отложений во всех разрезах составляют карбонатные породы. Растворимая часть пород в большинстве случаев сложена кальцитом и доломитом. Количественные соотношения кальцита и доломита по разрезам показаны на рис. 31—34.

На территории северо-западной окраины Тунгусской синеклизы растворимая часть пород, как мы уже видели (см. рис. 4), составляет обычно более 50%, достигая в некоторых случаях 100%. Она почти целиком слагается кальцитом и доломитом. В соотношении этих двух минералов в каждом разрезе можно проследить определенные закономерности (рис. 11). Относительное увеличение роли кальцита или доломита в породах всех разрезов отмечается примерно на одних и тех же стратиграфических рубежах. При этом в разрезах отмечаются свои особенности в соотношении названных минералов. Так, например, разрезы Южно-Пясинской площади и по р. Кулюмбе резко отличаются по характеристике карбонатного вещества слагающих их пород. В нижнем ордовике Южно-Пясинской площади доломит является резко преобладающим минералом, в то время как в разрезе по р. Кулюмбе кальцит и доломит являются минералами, примерно равноценными по своим количественным характеристикам. Существенная роль доломита и в среднеордовикских отложениях Южно-Пясинской площади, в то время как в разрезе по р. Кулюмбе в породах отмечается только изредка примесь доломита. Вместе с тем отчетливо видно, что в обоих разрезах, как и в любых других сопоставимых по возрасту, среднеордовикские отложе-

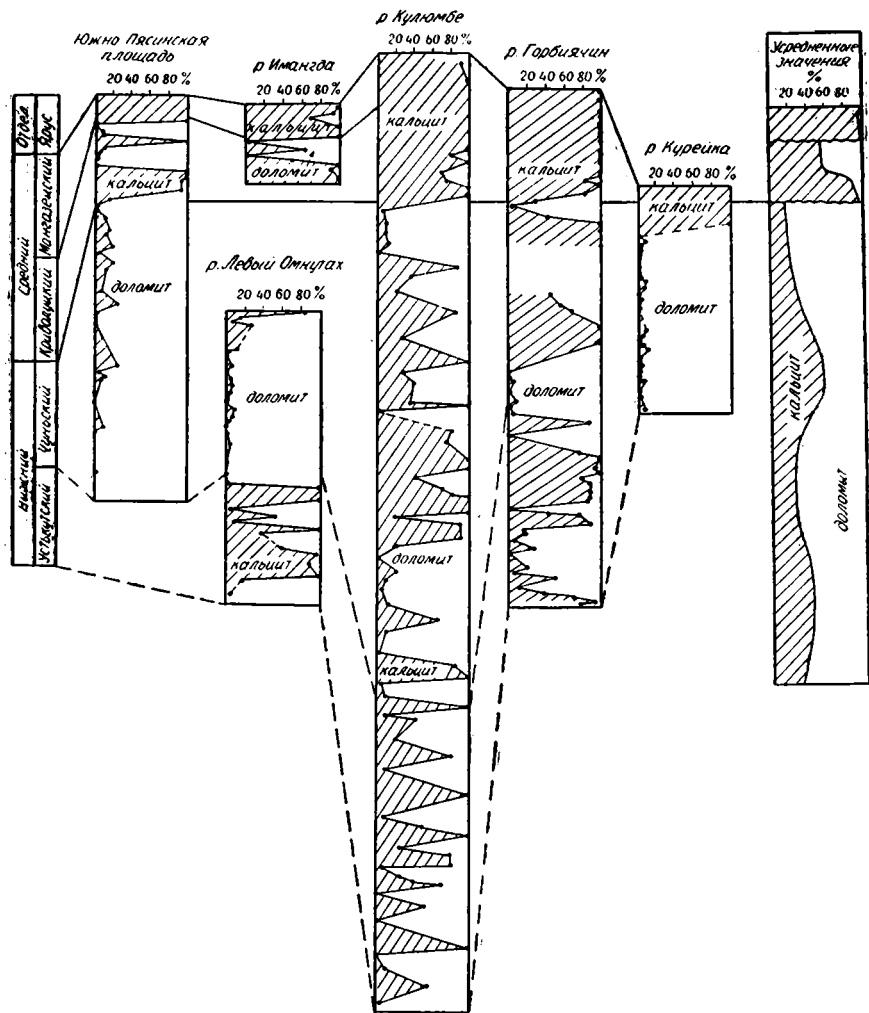


Рис. 11. Состав карбонатного материала ордовикских отложений северо-западной окраины Тунгусской синеклизы

ния всегда заключают в слагающих их породах больше кальцита и меньше доломита по отношению к нижеордовикским.

Особенности изменения соотношения кальцита и доломита в целом для ордовикских отложений на территории северо-западной окраины Тунгусской синеклизы по усредненным данным следующие. В нижнем отделе преобладающим минералом в составе карбонатной составляющей пород является доломит. Количество его здесь составляет 45—85%, при максимумах в нижних горизонтах устькутского яруса (70%), в верхних горизонтах устькутского и нижних чуньского ярусов (80%), в верхних горизонтах чуньского яруса (85%). Соответственно относительные максимумы развития кальцита в породах отмечаются в средней части пород устькутского яруса (45%), в средней части чуньского яруса (58—60%).

В среднем ордовике возрастает относительная роль кальцита. В составе пород нижних горизонтов кривоуцких яруса и в мангазейских образованиях его содержание превышает 90% карбонатной части пород. Относительный максимум доломита отмечен только в верхней половине кривоуцких отложений (45—47%).

В составе карбонатного материала нижнеордовикских отложений северо-восточной окраины Тунгусской синеклизы (рис. 12) доломит является практически единственным минералом. Кальцит отмечается иногда только в качестве примеси.

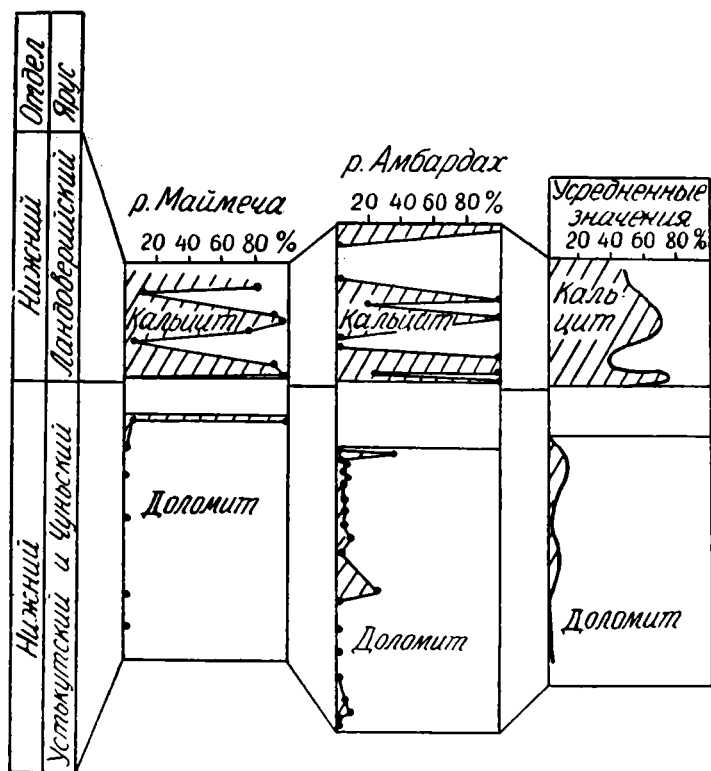


Рис. 12. Состав карбонатного материала ордовикских и силурийских отложений северо-восточной окраины Тунгусской синеклизы

В восточных разрезах (рис. 13) в составе карбонатного материала доломит играет более существенную роль, чем в разновозрастных отложениях северо-запада Тунгусской синеклизы. Здесь даже в составе пород среднего ордовика количество доломита примерно равно кальциту. Особенно это заметно в разрезе по р. Моркоке. В целом же, как это видно из усредненных значений, относительные увеличения кальцита или доломита наблюдаются в породах на тех же стратиграфических уровнях, что и в северо-западных разрезах.

В бассейне р. Подкаменной Тунгуски в ордовикских отложениях суммарное содержание кальцита и доломита значительно меньше, чем в разрезах других рассмотренных выше территорий. Но соотношение кальцита и доломита в пределах всех трех разрезов (рис. 14) примерно одинаковое. Нижнеордовикские отложения существенно доломитовые, а средне- и верхнеордовикские — существенно кальцитовые. Однако в указанных разрезах имеются и некоторые отличия по сравнению с ранее описанными. Так, самые верхние горизонты устькутского яруса характеризуются кальцитовым составом растворимой части пород, в то время как во всех предыдущих случаях в породах соответствующих стратиграфических уровней преобладал доломит. Правда, в разрезах бассейна Подкаменной Тунгуски карбонатная составляющая отме-

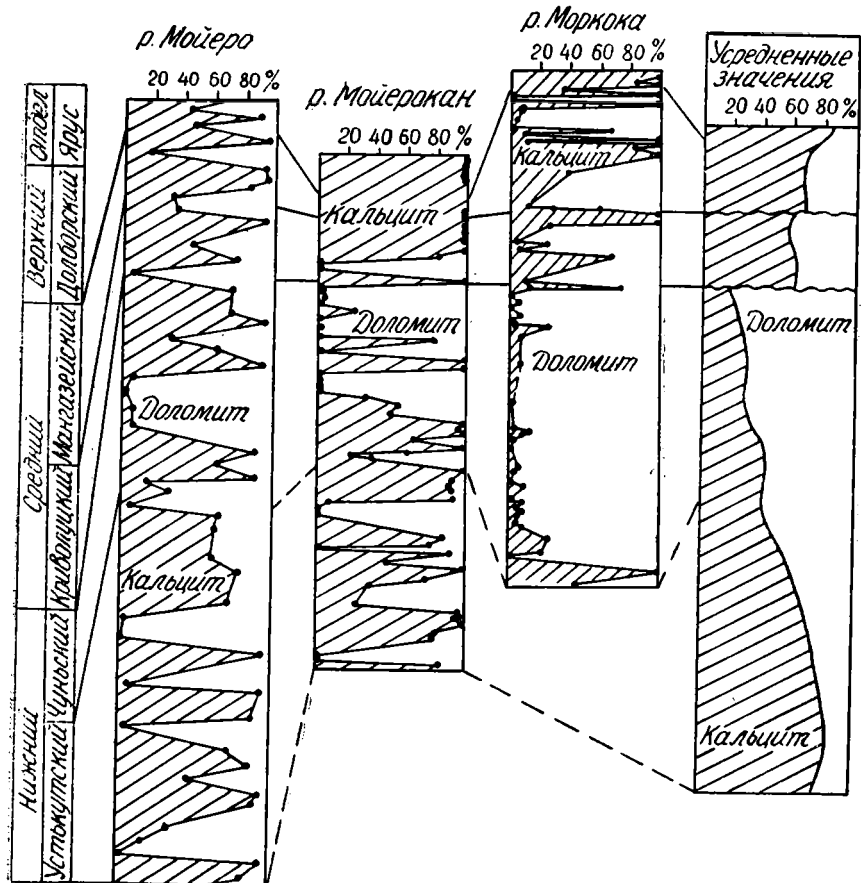


Рис. 13. Состав карбонатного материала ордовикских отложений восточной окраины Тунгусской синеклизы

чается только в виде незначительной примеси (толща байкитских песчаников). В остальном же рассматриваемые отложения по характеристике соотношения кальцита и доломита приближаются к характеристике рассмотренных выше разрезов.

Таким образом можно сделать вывод, что в соотношении карбонатного материала в составе пород ордовикской системы в пределах рассматриваемой территории наблюдается последовательная смена существенно кальцитовых толщ доломитовыми и наоборот. Во всех рассмотренных разрезах нижнеордовикские породы всегда содержат доломитового материала больше, чем среднеордовикские. На более узких сопоставимых стратиграфических уровнях отмечается относительное увеличение то одного, то другого минерала.

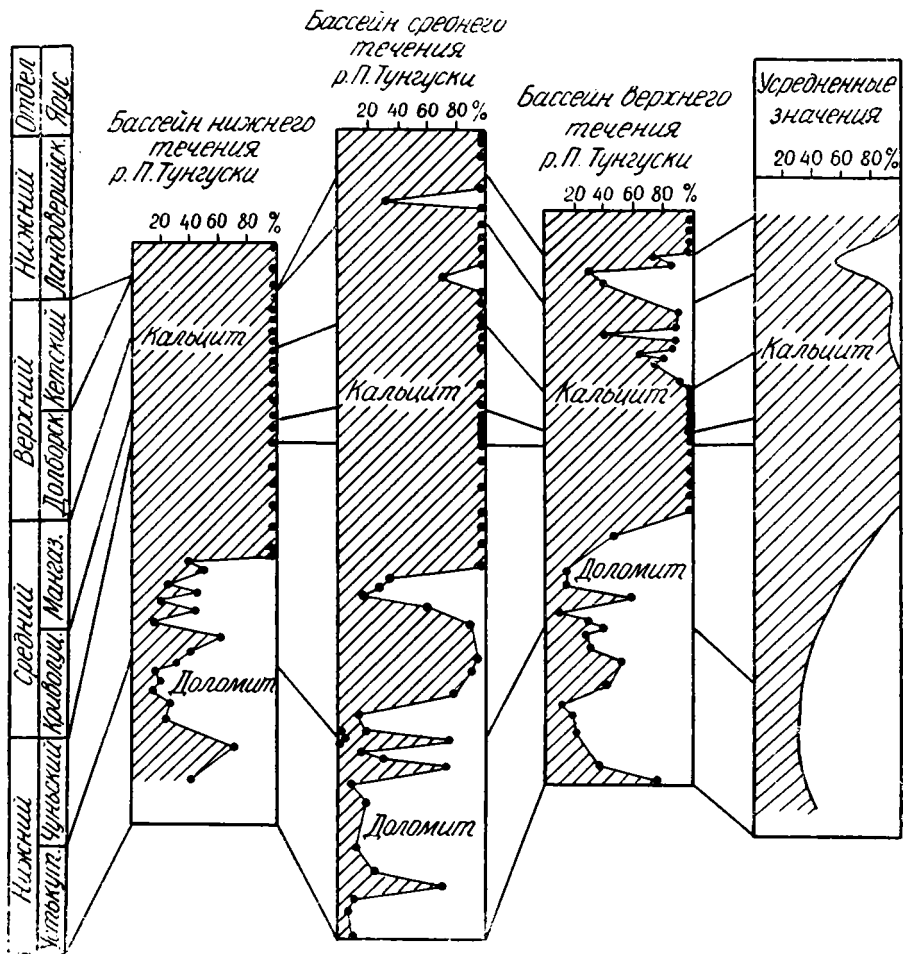


Рис. 14. Состав карбонатного материала ордовикских и силурийских отложений юго-западной окраины Тунгусской синеклизы

Геохимическая характеристика

Геохимическая характеристика исследованных отложений, как указывалось во «Введении», основана, главным образом, на изучении закономерностей распределения элементов группы железа — кобальта, никеля, титана, ванадия, хрома, марганца и щелочно-земельной группы — бария, стронция.

Рис. 15—23 демонстрируют коэффициенты концентрации названных элементов для большинства изученных разрезов ордовика. Напомним, что под коэффициентом концентрации мы понимаем отношение истинного содержания элемента в породах к его собственному кларку. Для большей наглядности корреляционных связей между отдельными элементами построены соответствующие кривые для каждого элемента по способу скользящей средней (или метод скользящего окна), математическое обоснование которого приведено в работе Р. Миллера и Дж. Кана (1965).

Рассмотрим геохимические особенности ордовикских отложений по отдельным разрезам.

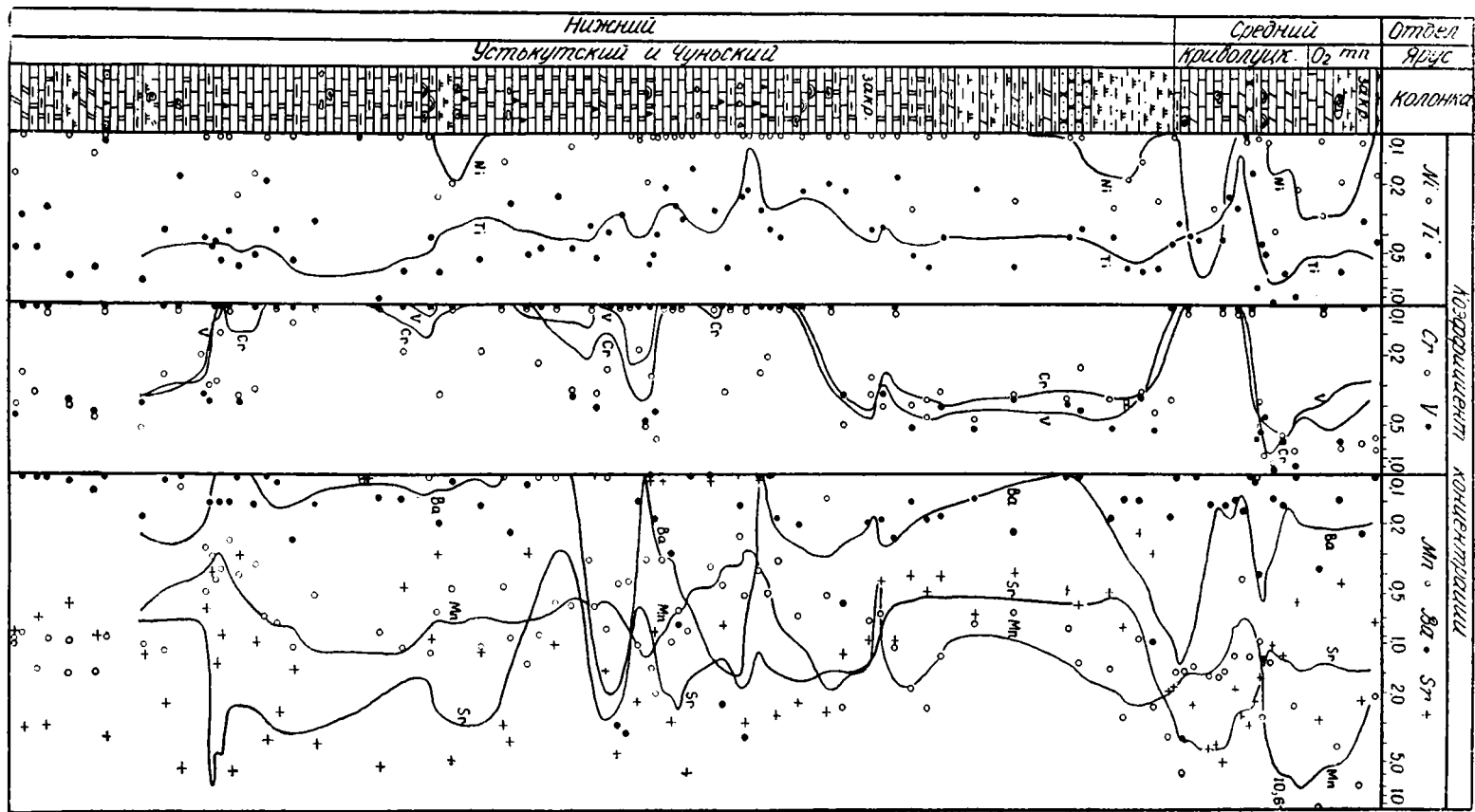


Рис. 15. Геохимическая характеристика ордовикских отложений в долине р. Кулюмбе

Характеристика рассматриваемых пород в разрезе по р. Кулюмбе показана на рис. 15 и в табл. 7, 8.

Таблица 7

**Геохимическая характеристика нижнеордовикских отложений
в бассейне р. Кулюмбе (n=76)***

\overline{K}_k *	V, %	Корреляция элементов (связь значима при $r > 0,21$) *						
		Ba	Sr	V	Ni	Cr	Mn	
0,39	46	Ti	-0,09	-0,035	0,47	0,34	0,49	0,27
0,85	68	Mn	-0,05	-0,23	0,43	0,07	0,40	
0,22	82	Cr	-0,15	-0,54	0,82	0,61		
0,08	110	Ni	-0,09	-0,28	0,63			
0,18	110	V	-0,12	-0,50				
1,60	107	Sr	0,18					
0,34	220	Ba						

* Здесь и далее n — число наблюдений; \overline{K}_k — среднее значение коэффициента концентрации; V, % — коэффициент вариации; r — коэффициент корреляции. Напомним также, что значимость коэффициента корреляции оценивалась с помощью критерия Стьюдента при уровне значимости 0,05.

Из приведенных данных видно, что коэффициенты концентрации элементов группы железа за исключением марганца, составляют величины меньше единицы. Особенно незначительны содержания кобальта, который в породах определялся, но на рисунке и в таблицах не приведен в силу того, что он лишь изредка фиксировался анализами в виде «следов», т. е. содержания его в породах находятся в количествах 0,002 (чувствительность спектральных анализов) и менее. Чаше «следы» кобальта отмечались в породах среднего ордовика.

Никель постоянно встречается в породах, но в количествах в 10 раз и менее кларковых. Максимальные величины коэффициента концентрации этого элемента составляют лишь 0,2—0,8 и соответствуют породам среднего ордовика. Только в единичных случаях отдельные анализы показали значения величин \overline{K}_k , близкие к единице. Близкие показатели коэффициентов концентрации и вариации никеля в породах нижнего ($\overline{K}_k = 0,08$; $V = 110\%$) и среднего ($\overline{K}_k = 0,08$; $V = 112\%$) ордовика свидетельствуют об одинаковом его распределении по всему раз-

Таблица 8

**Геохимическая характеристика среднеордовикских отложений
в бассейне р. Кулюмбе (n=22)**

\overline{K}_k	V, %	Корреляция элементов (связь значима при $r > 0,44$)						
		Ba	Sr	V	Ni	Cr	Mn	
0,42	55	Ti	-0,20	-0,45	0,85	0,79	0,75	0,11
2,58	109	Mn	-0,05	-0,14	0,06	0,19	0,26	
0,31	106	Cr	-0,05	-0,60	0,82	0,83		
0,08	112	Ni	0,05	-0,56	0,84			
0,28	136	V	-0,12	-0,56				
2,14	62	Sr	-0,21					
0,37	210	Ba						

резу. Как в нижнем, так и в среднем ордовике никель положительно коррелируется с хромом, титаном, ванадием и отрицательно со стронцием.

Значения коэффициента концентрации титана находятся в пределах 0,1—0,8 при $\overline{K}_k = 0,39$ в породах нижнего и $\overline{K}_k = 0,42$ среднего ордовика. Минимумы кривой коэффициента концентрации соответствуют средней части нижнего ордовика и отложениям средней части криволуцкого яруса, а относительные максимумы — нижним горизонтам пород нижнего ордовика, верхним горизонтам гурагирской свиты, а также нижним и верхним горизонтам криволуцкого яруса.

Титан положительно коррелируется с ванадием, никелем, хромом и марганцем в нижнем ордовике. В породах среднего ордовика утрачивается его корреляция с марганцем и возникает отрицательная связь со стронцием.

Кривые коэффициентов концентрации ванадия и хрома на графике близки по характеру изменения. Среднее значение коэффициента концентрации ванадия в породах нижнего ордовика составляет 0,18, в среднем ордовике — 0,28, соответственно хрома — 0,22 и 0,31. Относительные максимумы кривой \overline{K}_k соответствуют породам нижних горизонтов устькутского, верхним горизонтам чуньского (гурагирская свита), верхним горизонтам криволуцкого и мангазейскому ярусам, где величины его колеблются в пределах 0,4—0,9. Во всех остальных горизонтах K_k составляет всего лишь около 0,1.

Значимая положительная парная корреляция этих элементов в нижнем ордовике наблюдается между собой, а также с никелем, титаном и марганцем, отрицательная со стронцием. В среднем ордовике утрачивается корреляционная связь их с марганцем.

Марганец — единственный элемент из рассматриваемой группы железа, который накапливался в ордовикских отложениях в бассейне р. Кулюмбе в количествах больше кларковых.

Коэффициент концентрации марганца в породах нижнего ордовика составляет 0,85, в среднем ордовике — 2,58. В верхних горизонтах пород чуньского яруса, а также в породах криволуцкого и мангазейского ярусов в отдельных случаях этот показатель достигает величины 5, а изредка и 10.

Обращает на себя внимание резкое увеличение значений коэффициента вариации марганца в породах среднего ордовика. Если в нижнем ордовике $V_{Mn} = 68\%$, то в среднем ордовике он достигает 106%. Характерна также слабая корреляционная связь марганца с другими элементами. В нижнем ордовике марганец положительно коррелируется только с ванадием и хромом, в среднеордовикских же отложениях утрачиваются и эти связи.

Коэффициент концентрации бария колеблется от 0,1 до 2 и более, чаще же он не выходит за пределы единицы. Средние значения его в породах ордовика составляют 0,34, в среднем ордовике — 0,37. Кривая коэффициента концентрации на графике весьма дифференцирована. Относительные максимумы ее отмечены в средней и верхней частях нижнего ордовика, а также в криволуцком ярусе.

Барий распределен в породах весьма неравномерно, о чем свидетельствуют большие значения коэффициента вариации (в среднем ордовике $V = 210\%$, в нижнем — $V = 220\%$). Значимые корреляционные связи его не отмечены ни с одним из рассматриваемых элементов.

Кривая коэффициента концентрации стронция отчетливо показывает, что этот элемент в ордовикских отложениях накапливался. В большинстве случаев полученные значения его $\overline{K}_k > 1$. Особенно существенные концентрации стронция (\overline{K}_k колеблется в пределах 2—5) наблюдаются в нижней половине нижнего ордовика, в самых верхних горизонтах гурагирской свиты и в основании криволуцкого яруса. \overline{K}_k стронция в нижнем ордовике составляет 1,6, в среднем — 2,14.

Корреляционные связи стронция отрицательные со всеми элементами. Они значимы с марганцем, хромом, ванадием и никелем в нижнем и с титаном, хромом, никелем и ванадием в среднем ордовике.

Сравнивая геохимические особенности нижнеордовикских и среднеордовикских отложений, развитых в бассейне р. Кулумбе, можно констатировать, что в среднеордовикских образованиях наблюдается некоторое увеличение концентрации малых элементов при увеличении и их дисперсии. Парные корреляционные связи же между элементами более сильные в породах нижнего ордовика.

Характерно, что в среднеордовикских отложениях утрачиваются связи марганца с остальными элементами группы железа. А это значит, что способ поступления марганца в бассейн аккумуляции был иной, чем в нижнеордовикскую эпоху. Можно полагать, что марганец в среднеордовикскую эпоху начал поступать в бассейн аккумуляции главным образом в истинных растворах, в то время как в нижнем ордовике он поступал преимущественно терригенным путем, о чем также свидетельствует и утрата в среднем ордовике отрицательной значимой корреляционной связи стронция с марганцем. Можно полагать, что в питающих провинциях в среднеордовикскую эпоху увеличились процессы химического выветривания.

Геохимические особенности ордовикских отложений в бассейне р. Горбичина демонстрирует рис. 16 и табл. 9, 10.

Кривая коэффициента концентрации титана изменяется в пределах 0,1—0,8. Отдельные же анализы показывают кларковые содержания этого элемента. Относительные максимумы кривой наблюдаются в

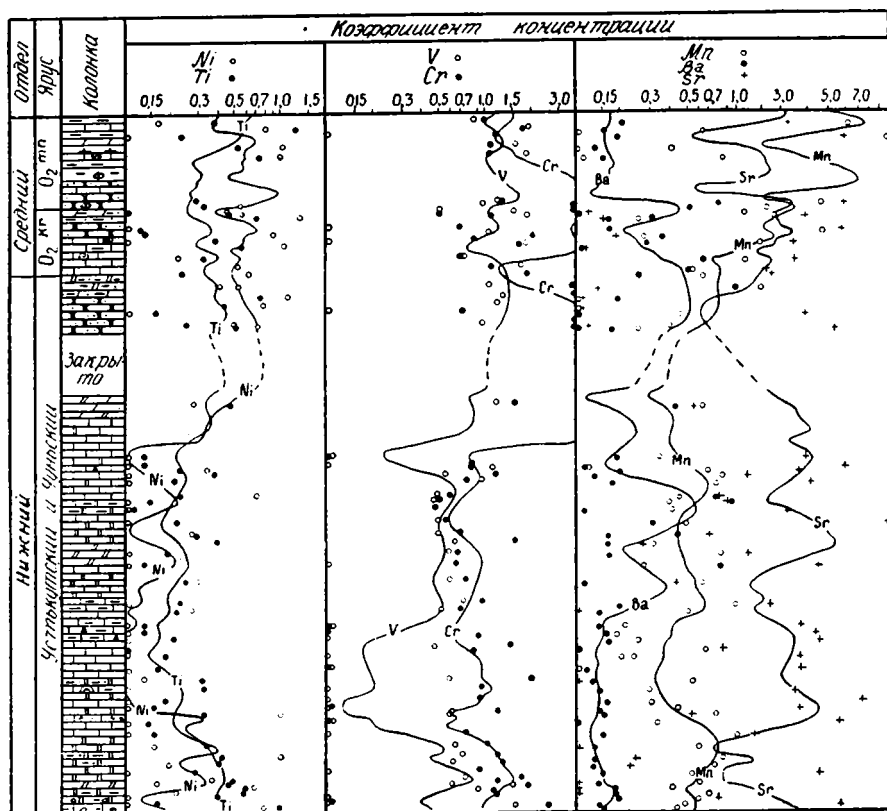


Рис. 16. Геохимическая характеристика ордовикских отложений в долине р. Горбичина

нижних и верхних горизонтах пород нижнего ордовика и в среднем ордовике.

$\overline{K_{кTi}}$ составляет 0,29 в породах нижнего и 0,39 среднего ордовика. Коэффициент вариации составляет всего 60 в нижнем и 62% в среднем ордовике.

Таблица 9

Геохимическая характеристика нижнеордовикских отложений в бассейне р. Горбиячина (n=50)

$\overline{K_{к}}$	V, %	Корреляция элементов (связь значима при $r > 0,29$)							
			Ba	Sr	Co	Ni	Cr	V	Mn
0,29	60	Ti	-0,04	-0,47	0,41	0,63	0,46	0,69	0,10
0,54	54	Mn	0,16	-0,30	0,012	0,17	-0,25	0,24	
0,53	91	V	0,09	-0,50	0,64	0,68	0,49		
1,98	185	Cr	-0,04	-0,22	0,75	0,55			
0,24	131	Ni	0,04	-0,48	0,49				
0,30	202	Co	0,21	-0,24					
1,95	109	Sr	-0,06						
0,21	98	Ba							

Таблица 10

Геохимическая характеристика среднеордовикских отложений в бассейне р. Горбиячина (n=26)

$\overline{K_{к}}$	V, %	Корреляция элементов (связь значима при $r > 0,41$)							
			Ba	Sr	Co	Ni	Cr	V	Mn
0,39	62	Ti	-0,11	-0,38	-0,07	-0,28	-0,36	0,56	-0,32
2,29	122	Mn	-0,02	0,50	-0,27	-0,59	-0,21	-0,52	
1,21	52	V	-0,10	-0,60	0,49	0,77	0,20		
4,04	136	Cr	-0,16	-0,32	0,50	0,45			
0,59	72	Ni	-0,35	-0,67	0,65				
1,17	65	Co	-0,38	-0,48					
1,38	120	Sr	0,47						
0,24	77	Ba							

Титан имеет отчетливо выраженную положительную значимую корреляцию с никелем, кобальтом, хромом и ванадием и отрицательную со стронцием в породах нижнего ордовика. В среднем же ордовике он сохраняет положительную значимую связь только с ванадием.

Никель по характеру изменения кривой коэффициента концентрации во многом напоминает титан. Значения соответствующего показателя его изменяются также в пределах 0,1—0,8 с относительными максимумами в нижних и верхних горизонтах пород нижнего ордовика и в среднем ордовике. $\overline{K_{кNi}}$ составляет 0,24 в нижнем и 0,59 в среднем ордовике. Положительная значимая корреляция никеля отмечена с титаном, ванадием, хромом, кобальтом и отрицательная со стронцием.

Небезынтересно отметить, что горбиячинский разрез является единственным из изученных на северо-западной окраине Тунгусской синеклизы, где в ордовикских отложениях спектральными анализами почти во всех случаях были зафиксированы, правда, незначительные, содержания кобальта. Коэффициент концентрации кобальта в нижнеордовикских отложениях составляет 0,30, а в среднеордовикских даже несколько больше единицы — 1,17.

Кобальт положительно коррелируется с ванадием, хромом, никелем и отрицательно со стронцием.

Значения кривой \overline{K}_K ванадия колеблются в пределах 0,15 — 1,4 с относительными максимумами в породах нижних и верхних горизонтов отдела. В среднем ордовике кривая поведения K_K характеризуется изменениями в пределах 0,7 — 1,5, чаще же 1,0 — 1,3. Средние же значения коэффициента концентрации ванадия составляют в породах нижнего ордовика 0,53, среднего — 1,21. Более равномерно ванадий распределен в породах среднего ордовика, где коэффициент вариации его составляет 52%.

Хром имеет явно выраженную тенденцию к накоплению в рассматриваемых отложениях, особенно в породах гурагирской свиты нижнего ордовика и в среднем ордовике, где коэффициент концентрации его находится в пределах 1,5 — 3,0 и более. В остальных же горизонтах разреза содержания хрома обычно несколько меньше кларка. Средние значения коэффициента концентрации хрома в породах нижнего ордовика составляют 1,98, а в среднеордовикских отложениях — 4,04. Распределен хром в породах весьма неравномерно, о чем свидетельствуют большие величины коэффициентов вариации как в нижнем, так и в среднем ордовике. Хром положительно коррелируется с кобальтом, никелем, титаном и ванадием в породах нижнего ордовика. В среднем ордовике утрачивается корреляционная связь с титаном.

Марганец накапливался главным образом в породах мангазейского яруса, где кривая коэффициента концентрации его колеблется в пределах 1,5 — 7. В нижнем же ордовике \overline{K}_K марганца находится в пределах 0,3 — 0,8. Средние же значения этого показателя для пород нижнего и среднего ордовика составляют соответственно 0,54 и 2,29. Относительно равномерно марганец распределен в породах нижнего ордовика ($V = 54\%$) и неравномерно — в среднеордовикских образованиях ($V = 122\%$). Для этого элемента характерна отрицательная корреляционная связь со стронцием в нижнем и положительная в среднем ордовике. В среднеордовикских же образованиях марганец отрицательно коррелируется с ванадием и никелем.

Кривая коэффициента концентрации бария изменяется в пределах 0,12 — 0,6 с относительными максимумами и в средней и верхней частях пород нижнего ордовика. Более равномерно барий распределен в среднеордовикских отложениях. Для бария характерно отсутствие корреляционных значимых связей с другими элементами. Только в среднем ордовике он положительно коррелируется со стронцием ($r_{Ba-Sr} = 0,47$).

Стронций является единственным элементом, коэффициент концентрации которого в породах нижнего ордовика больше единицы. Соответствующий показатель достигает величины 4,5, а по отдельным анализам 5 — 6 и более. Несколько повышенные содержания стронция отмечены и в некоторых горизонтах среднего ордовика. Коэффициент концентрации стронция в целом для пород нижнего ордовика составляет 1,95, для среднего — 1,38. Характерно неравномерное содержание стронция в породах. В нижнем ордовике $V = 109\%$, в среднем $V = 120\%$. В нижнем ордовике стронций отрицательно коррелируется со всеми элементами. Связи его здесь значимы с марганцем, ванадием, никелем. В среднем ордовике значима отрицательная корреляция с ванадием, хромом, никелем, кобальтом и положительная с марганцем.

В бассейне р. Горбиячина, как и в бассейне р. Кулумбе, отмечается некоторое увеличение концентрации малых элементов в породах среднего ордовика, за исключением стронция, коэффициент концентрации которого в нижнем ордовике больше. Парные корреляционные связи между элементами более сильные в породах нижнего ордовика. Показательно, что титан в среднеордовикских отложениях почти полностью утрачивает корреляционные связи со всеми другими элементами группы железа, что, несомненно, свидетельствует о различных способах поступления малых

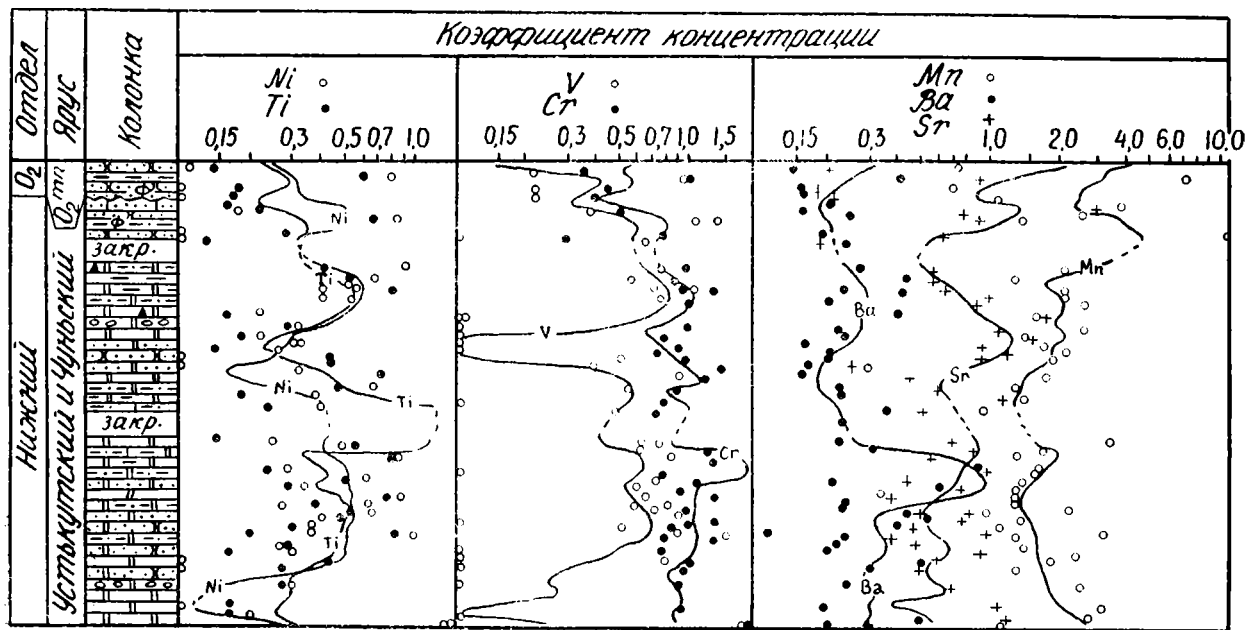


Рис. 17. Геохимическая характеристика ордовикских отложений в долине р. Курейки

элементов в бассейн седиментации в среднеордовикскую и нижнеордовикскую эпохи.

Данные о геохимической характеристике нижнеордовикских отложений в бассейне р. Курейки приведены на рис. 17 и в табл. 11.

Таблица 11

Геохимическая характеристика нижнеордовикских отложений в бассейне р. Курейки (n=43)

\bar{K}_k	V, %	Корреляция элементов (связь значима при $r > 0,31$)						
		Ba	Sr	V	Ni	Cr	Mn	
0,41	65	Ti	0,35	-0,006	0,81	0,31	0,36	-0,20
2,0	88	Mn	-0,17	0,13	-0,26	-0,14	-0,12	
0,88	35	Cr	-0,02	-0,61	0,25	0,22		
0,43	60	Ni	-0,04	-0,08	0,26			
0,50	88	V	0,29	-0,08				
0,83	64	Sr	0,20					
0,36	94	Ba						

В курейском разрезе кривые изменения коэффициентов концентрации титана и никеля очень близки. Их колебания находятся в пределах значений 0,12—0,9, чаще 0,3—0,5. Относительные минимумы наблюдаются в нижних и средних горизонтах пород нижнего ордовика, а также в верхних горизонтах мангазейского яруса. Средние значения коэффициентов концентрации титана и никеля в породах нижнего ордовика составляют соответственно 0,41 и 0,43. Титан положительно коррелируется с ванадием, никелем и хромом, никель же только с титаном.

Ванадий и хром по характеру изменения кривых коэффициентов концентрации очень близки, но по абсолютным значениям соответствующих показателей ванадия всегда меньше, чем у хрома. В нижнеордовикских образованиях среднее значение \bar{K}_k ванадия составляет 0,50, а хрома—0,98. Кроме того, кривая изменений коэффициента концентрации ванадия более дифференцирована. Ее колебания находятся в пределах 0,1—0,7, в то время как у хрома в основном 0,5—1,0. Относительные минимумы концентрации этих элементов наблюдаются на тех же стратиграфических уровнях, что у титана и никеля. Ванадий коррелируется только с титаном ($r_{V,Ti}=0,81$), хром, кроме того, имеет значимую отрицательную связь со стронцием.

Содержания марганца во всех проанализированных образцах курейского разреза в 1,5—5 раз выше кларковых, а в отдельных случаях \bar{K}_k достигает 10, что свидетельствует о вещественном накоплении этого элемента. Об этом же свидетельствует и средний показатель коэффициента концентрации, равный 2,06 для пород нижнего ордовика. Относительные максимумы \bar{K}_k марганца наблюдаются в нижних и верхних горизонтах нижнего ордовика и в среднем ордовике. $V_{Mn}=88\%$. Значимых связей марганца ни с одним из рассматриваемых элементов не наблюдается.

Кривая коэффициента концентрации бария изменяется в пределах значений 0,15—1,0. Среднее значение коэффициента концентрации его в нижнем ордовике составляет 0,38. Корреляция значима, как уже отмечалось, с титаном ($r_{Ba,Ti}=0,35$).

Значения коэффициента концентрации стронция обычно несколько меньше кларковых. Только в некоторых горизонтах пород нижнего ордовика, а также в среднем ордовике, величина кривой коэффициента концентрации стронция достигает 1,5—2. В целом же породы нижнего ордовика характеризуются величиной \bar{K}_k равной 0,84. Связи стронция со всеми элементами отрицательные. Из них значима корреляция только с хромом.

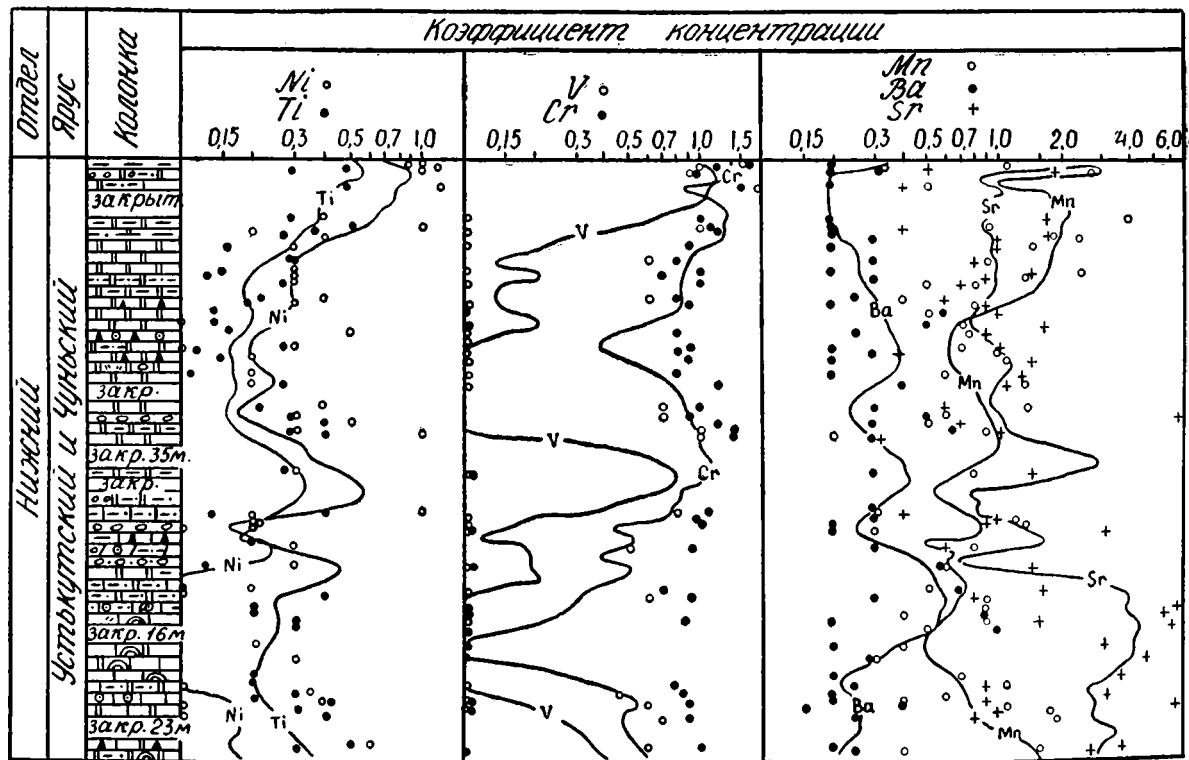


Рис. 18. Геохимическая характеристика ордовикских отложений в долине р. Левого Омнутаха

Обращает на себя внимание, что в бассейне р. Курейки малые элементы в нижнем ордовике имеют существенно меньше корреляционных парных связей по отношению с ранее рассмотренными разновозрастными отложениями.

Геохимическая характеристика нижнеордовикских отложений в бассейне р. Левый Омнутах показана на рис. 18 и в табл. 12.

Анализ рис. 18 показывает, что кривые коэффициентов концентрации титана в левоомнутахском разрезе и никеля очень близки не только по характеру изменения, но и по абсолютным величинам. Их значения находятся в пределах 0,1—0,9, главным образом, 0,15—0,7. Относительные максимумы наблюдаются в породах нижних, средних и верхних горизонтов нижнего ордовика. Средние величины \bar{K}_k титана и никеля соответственно 0,26 и 0,29. Титан имеет положительные значимые связи с ванадием, хромом и никелем. Никель, кроме того, отрицательно коррелируется со стронцием.

Т а б л и ц а 12

Геохимическая характеристика пород нижнего ордовика в бассейне р. Левого Омнутах (n=49)

\bar{K}_k	V, %	Корреляция элементов (связь значима при $r > 0,29$)						
		Ba	Sr	V	Ni	Cr	Mn	
0,26	42	Ti	-0,11	0,05	0,67	0,56	0,43	0,04
0,97	71	Mn	-0,27	-0,17	-0,14	-0,03	0,3	
0,75	57	Cr	-0,28	-0,37	0,56	0,57		
0,29	99	Ni	-0,15	-0,32	0,76			
0,31	124	V	-0,07	-0,19				
1,89	98	Sr	0,43					
0,34	56	Ba						

Средние значения коэффициента концентрации ванадия — 0,31, хрома — 0,74, марганца — 0,97. Относительные максимумы коэффициентов наблюдаются также в породах нижних, средних и верхних горизонтов нижнего ордовика. Из названных элементов только марганец обнаруживает склонность к накоплению в некоторых горизонтах рассматриваемого разреза (\bar{K}_k в верхней части разреза составляет 1,5—2). Значения, несколько превышающие кларк, отмечаются иногда и для хрома.

Ванадий имеет значимую положительную связь с титаном, хромом и никелем, хром, кроме того, отрицательно коррелируется со стронцием. Марганец корреляционных значимых связей не имеет ни с одним элементом.

Барий содержится в очень малых количествах. Коэффициент концентрации его в целом для пород составляет 0,34. Максимальные величины его 0,6, минимальные — 0,2. Барий положительно коррелируется только со стронцием ($r_{Ba,Sr} = 0,43$), со всеми остальными элементами связи его незначимы.

Стронций в повышенных количествах накапливается только в породах рассматриваемого разреза. Здесь изменения кривой коэффициента концентрации его находятся в основном в пределах 1,0—6,0. По отдельным же анализам \bar{K}_k стронция достигает 7 и более. Среднее значение коэффициента составляет 1,89 при V=98%. Стронций имеет значимые отрицательные связи с хромом и никелем и положительно коррелируется с барием.

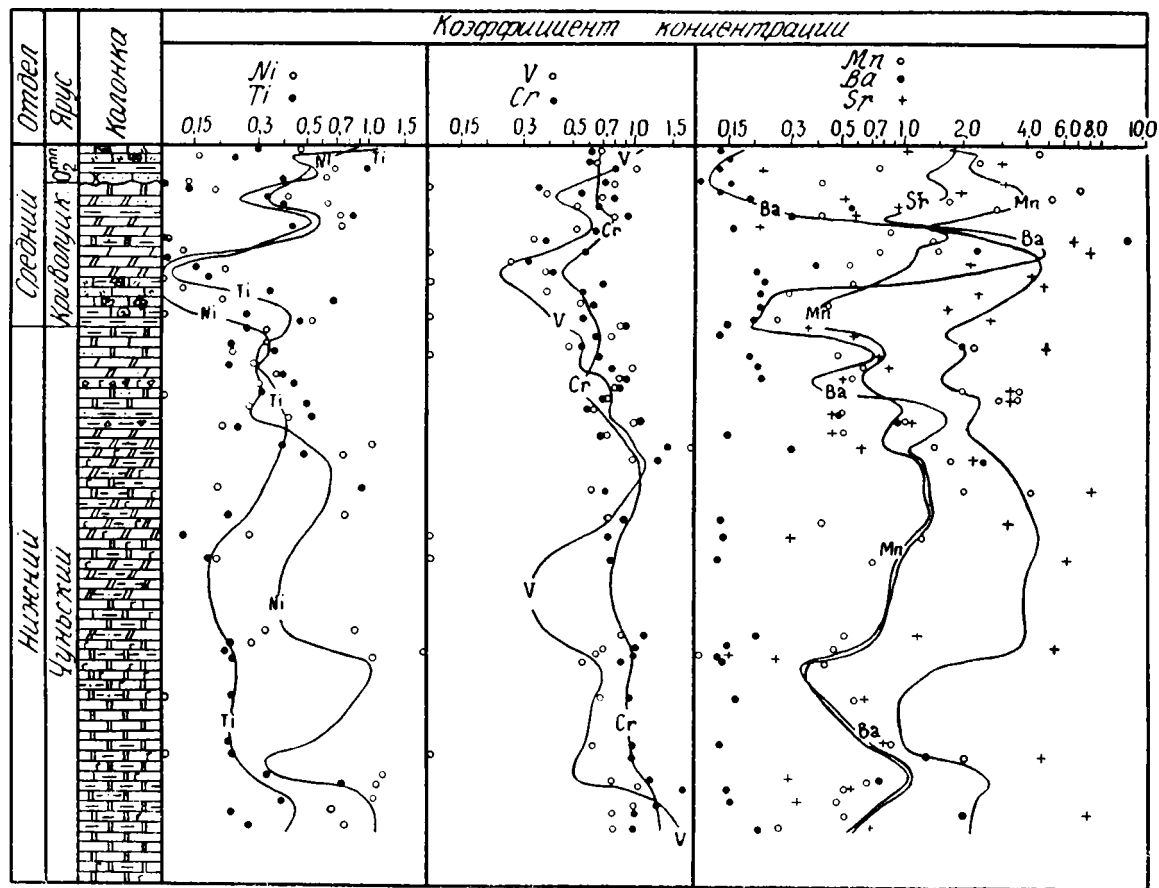


Рис. 19. Геохимическая характеристика ордовикских оглождений Южно-Пясинской площади

На территории Южно-Пясинской площади представляется возможным охарактеризовать чуньские отложения нижнего ордовика и среднеордовикские, главным образом, криволуцкие образования (см. рис. 19, табл. 13, 14).

Таблица 13.

Геохимическая характеристика нижнеордовикских отложений на территории Южно-Пясинской площади (n=29)

\bar{K}_k	V, %	Корреляция элементов (связь значима при $r > 0,39$)						
		Ba	Sr	V	Ni	Cr	Mn	
0,33	54	Ti	0,44	0,08	-0,03	0,08	0,24	0,24
0,81	62	Mn	0,69	0,32	-0,17	-0,36	-0,02	
0,91	34	Cr	-0,11	-0,22	0,09	0,54		
0,54	81	Ni	-0,23	-0,40	0,19			
0,95	140	V	-0,14	0,0009				
2,25	102	Sr	0,53					
0,72	137	Ba						

Таблица 14

Геохимическая характеристика среднеордовикских отложений на территории Южно-Пясинской площади (n=19)

\bar{K}_k	V, %	Корреляция элементов (связь значима при $r > 0,49$)						
		Ba	Sr	V	Ni	Cr	Mn	
0,36	77	Ti	-0,29	-0,58	0,66	0,70	0,65	-0,31
1,70	111	Mn	-0,05	0,05	-0,22	-0,1	-0,07	
0,63	26	Cr	-0,27	-0,54	0,49	0,69		
0,32	87	Ni	-0,35	-0,75	0,76			
0,48	64	V	-0,40	-0,70				
2,29	91	Sr	0,68					
0,38	138	Ba						

Значения коэффициента концентрации титана в ордовикских отложениях Южно-Пясинской площади находятся в пределах 0,1—1,0 с относительными максимумами в нижней половине чуньского яруса, в верхней половине криволуцкого и в мангазейском ярусах. $\bar{K}_{кт1} = 0,33$ в отложениях нижнего и $\bar{K}_{кт1} = 0,36$ в отложениях среднего ордовика. Значения коэффициента вариации характеризуются соответственно в 54 и 77%. В нижнеордовикских отложениях титан коррелируется положительно только с барием, что является первым случаем из всех ранее рассмотренных. В отложениях же среднего ордовика титан приобретает значимые положительные корреляционные связи с ванадием, никелем и хромом и отрицательную со стронцием.

Хром и ванадий по характеристике изменения кривых коэффициентов концентрации близки между собой. Эти кривые изменяются в основном в пределах 0,3—1,0 с максимумами на тех же стратиграфических уровнях, что и титан. Средние значения \bar{K}_k ванадия в породах нижнего ордовика 0,94, хрома —0,90; в среднем ордовике этот же показатель ванадия составляет 0,48, хрома —0,63.

Хром сравнительно равномерно рассеян как в нижне-, так и в среднеордовикских породах. Ванадий же распределен в породах неравномерно, особенно в нижнеордовикских, где значения его коэффициента вариации составляют 140%. Хром имеет положительную корреляционную значимую связь в нижнем ордовике только с никелем. В среднеордовикских же отложениях корреляционные связи его с другими элемен-

тами усиливаются. Положительная связь его здесь отмечается с ванадием и никелем, отрицательная — со стронцием. Ванадий же только в среднеордовикских образованиях имеет значимые корреляционные связи — положительные с титаном, хромом, никелем и отрицательные с барием и стронцием.

Никель по характеру кривой изменения коэффициента концентрации подобен титану (см. рис. 19). $K_{kNi} = 0,54$ в породах нижнего и 0,32 в породах среднего ордовика. Значения же кривой коэффициента концентрации изменяются в пределах 0,1—1,0. При этом максимальные величины соответствуют породам нижней половины нижнего ордовика (в данном случае чуньского яруса), верхней части криволуцкого и мангазейского ярусов. В нижнеордовикских образованиях положительная связь никеля отмечается только с хромом и отрицательная со стронцием. В среднеордовикских же отложениях рассматриваемый элемент положительно коррелируется с титаном, хромом и ванадием и отрицательно со стронцием.

Коэффициент концентрации марганца в нижнем ордовике составляет 0,81, а в породах среднего ордовика — 1,70. Судя по отдельным анализам, некоторые горизонты пород среднего ордовика резко обогащены марганцем (\bar{K}_k составляет иногда 7—8 и более). Относительные максимумы кривой коэффициента соответствуют также нижней и средней частям нижнего ордовика рассматриваемого разреза. Относительно равномерно марганец рассеян в нижнеордовикских отложениях ($V = 62\%$), в среднеордовикских же образованиях коэффициент вариации марганца составляет 111%. Корреляционные связи марганца с другими элементами практически отсутствуют. Только в породах нижнего ордовика марганец положительно коррелируется с барием.

Кривая изменений коэффициента концентрации бария почти полностью повторяет соответствующую кривую марганца в нижнем ордовике, а в пределах среднеордовикских образований их характеристика резко расходится. Здесь кривая коэффициента концентрации бария изменяется в пределах 0,1—4,0, достигая максимума в породах верхних горизонтов криволуцкого яруса, а минимума — в мангазейских отложениях. Средние же значения коэффициента концентрации данного элемента в пределах нижнего ордовика составляют 0,72, а в пределах среднего ордовика — 0,38. Барий положительно коррелируется с титаном, марганцем и стронцием в породах нижнего ордовика. В среднем же ордовике сохраняется его положительная связь только со стронцием.

Коэффициент концентрации стронция почти в любой точке разреза в породах превышает единицу. Значения соответствующей кривой колеблются в пределах 1,5—4,0 с максимумами в породах, отвечающих нижним и средним горизонтам чуньского, а также средним горизонтам криволуцкого ярусов. Корреляция стронция с элементами группы железа повсеместно отрицательная. В нижнем ордовике связь значима с никелем, в среднем — с титаном, хромом, никелем и ванадием. Положительная значимая связь наблюдается с барием как в породах нижнего, так и среднего ордовика.

В разрезе по р. Амбардаху (рис. 20) породы практически не содержат никеля; очень незначительная также примесь титана, ванадия и хрома. Никель во всех проанализированных образцах характеризуется величинами коэффициента концентрации 0,1 и менее. Поведение титана и ванадия одинаковое. Кривые изменения их коэффициентов концентрации находятся в пределах 0,1—0,5 с относительными максимумами в породах нижних горизонтов устькурунахской свиты и во второй (песчаниковой) пачке нижнего ордовика.

Весьма незначительна примесь хрома в рассматриваемых отложениях. Кривая коэффициента концентрации его изменяется всего в преде-

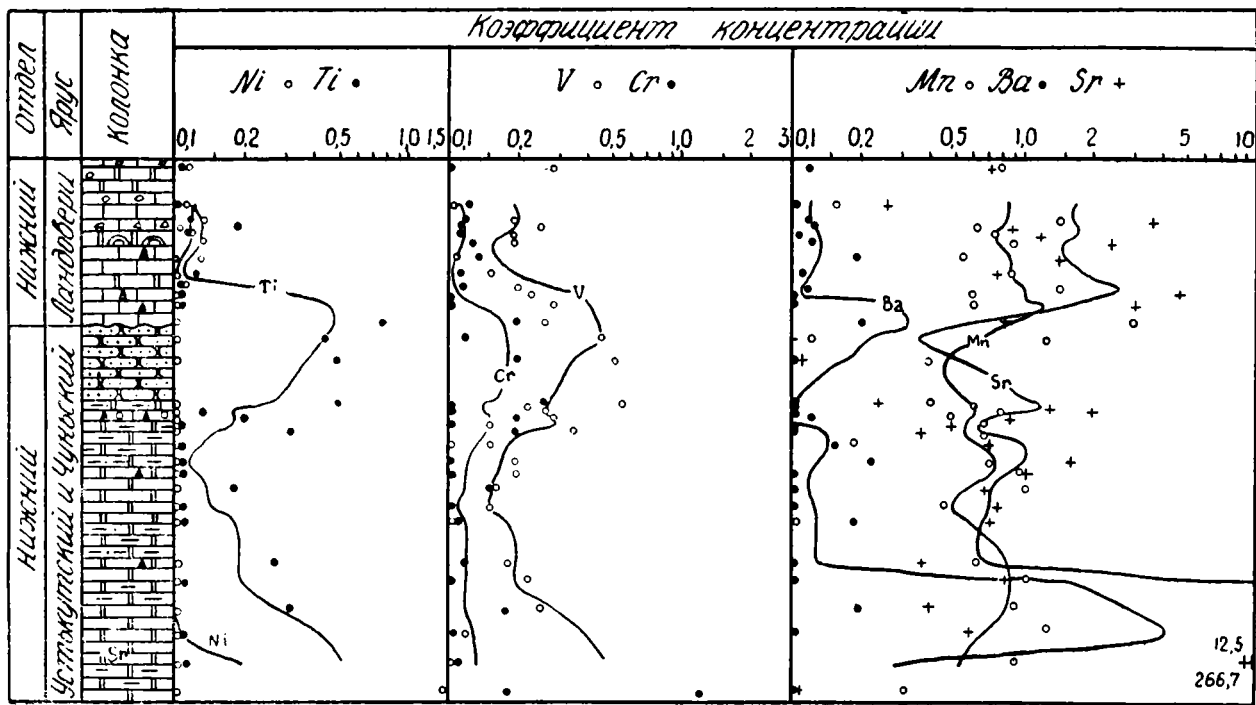


Рис. 20. Геохимическая характеристика ордовикских и силурийских отложений в долине р. Амбардах

лах 0,1—0,2 с максимумом в песчаниковой пачке пород нижнего ордовика.

Кривая поведения коэффициента концентрации марганца слабо дифференцирована. Ее значения колеблются в пределах 0,5—1,0.

Содержания бария в породах колеблются в широких пределах. Кривая коэффициента концентрации этого элемента изменяется от 0,1 до 4,0 с максимумом в нижней части пород устькуранахской свиты.

Коэффициент концентрации стронция в породах нижних горизонтов ордовика достигает величины 266,7, а в более верхних горизонтах характеризуется величиной около единицы (0,7—1,3).

В табл. 15 приведена геохимическая характеристика пород нижнего ордовика в бассейне р. Маймечи, включая данные анализов и по разрезу р. Амбардах.

Таблица 15

Геохимическая характеристика нижнеордовикских отложений в бассейне р. Маймечи (n=34)

\bar{K}_k	V, %	Корреляция элементов (связь значима при $r > 0,35$)						
		Ba	Sr	V	Ni	Cr	Mn	
0,24	58	Ti	0,18	-0,05	-0,25	-0,11	-0,08	-0,04
0,48	62	Mn	0,22	-0,05	0,24	-0,20	-0,23	
0,20	130	Cr	-0,07	-0,01	0,31	0,49		
0,10	110	Ni	-0,006	-0,02	0,32			
0,13	68	V	-0,08	-0,21				
3,70	230	Sr	0,14					
0,60	360	Ba						

Из этой таблицы отчетливо видно, что корреляционные связи малых элементов в породах нижнего ордовика в бассейне р. Маймечи весьма слабые. Отмечается положительная корреляция титана и стронция, что напоминает связи, рассмотренные при характеристике нижнего ордовика Южно-Пясинской площади. Сохранена также положительная связь никеля с хромом.

Обращают на себя внимание чрезвычайно большие значения коэффициента вариации стронция и бария, что еще раз подчеркивает крайне неравномерное распределение этих элементов в породах.

По геохимической характеристике отложения ордовика, развитые на восточной окраине Тунгусской синеклизы, несколько отличны от вышеописанных. Здесь породы практически стерильны в отношении кобальта, не содержат или содержат в очень незначительных количествах никель. Особенно бедны элементами группы железа ордовикские отложения, развитые в долине р. Мойеро, что видно из приведенных ниже материалов (рис. 21, табл. 16, 17).

Незначительное число наблюдений в породах верхнего ордовика не дает возможности привести таблицу корреляционных связей между малыми элементами. Коэффициент же концентрации их по данным семи анализов следующий: Ti—0,35, Mn—2,04, V—0,39, Cr—0,48, Sr—1,14, Ba—0,46.

В ордовикских отложениях бассейна р. Мойеро ни в одном анализе не был зафиксирован кобальт и очень редко обнаруживались «следы» никеля. Как видно из табл. 16 и 17, крайне незначительны также содержания титана. Коэффициент концентрации его в породах нижнего ордовика составляет всего 0,09, а в среднем ордовике 0,17. В нижнем ордовике намечается слабая отрицательная корреляционная связь титана с барием, а в среднем ордовике титан положительно коррелируется только с хромом.

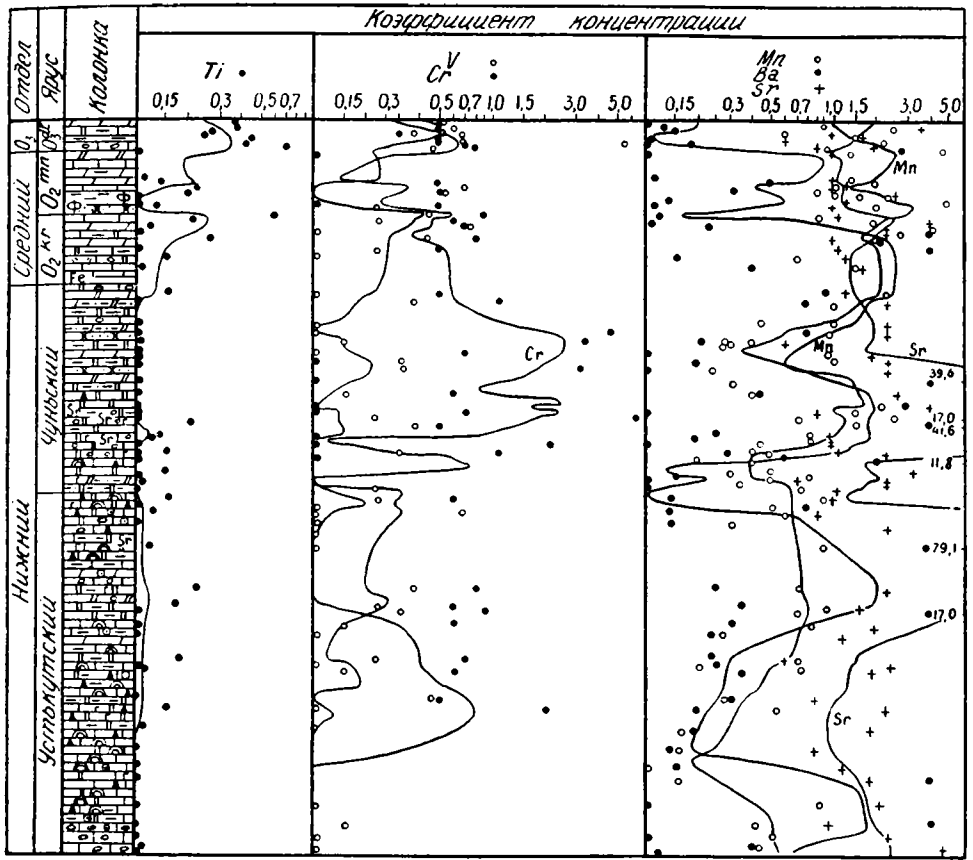


Рис. 21. Геохимическая характеристика ородовикских отложений в долине р. Мойеро

Таблица 16

Геохимическая характеристика нижнеордовикских отложений в бассейне р. Мойеро (n=48)

\bar{K}_K	V, %	Корреляция элементов (связь значима при $r > 0,30$)					
		Ba	Sr	V	Cr	Mn	
0,09	55	Ti	-0,30	0,05	0,29	-0,10	0,15
0,66	73	Mn	0,15	0,11	0,09	-0,05	
0,67	189	Cr	0,05	0,03	0,19		
0,12	133	V	0,02	0,04			
6,54	220	Sr	0,61				
0,84	145	Ba					

Ванадий имеет довольно дифференцированную кривую поведения коэффициента концентрации — от 0,1 до 0,5 с относительными максимумами в породах среднего и верхнего ордовика.

Резкой дифференциацией отличается кривая поведения коэффициента концентрации хрома — от 0,1 до 2,7, а по отдельным анализам \bar{K}_K хрома достигает 3—5. Максимальные значения этого показателя соответствуют породам верхней половины чуньского яруса (0,5—2,7); небольшие «пики» отмечены также в среднем и верхнем ордовике.

Геохимическая характеристика среднеордовикских отложений
в бассейне р. Мойеро (n=13)

\bar{K}_K	V, %	Корреляция элементов (связь значима при $r > 0,62$)					
		Ba	Sr	V	Cr	Mn	
0,17	87	Ti	-0,23	-0,03	0,32	0,66	-0,40
2,08	55	Mn	0,10	0,06	-0,01	-0,14	
0,40	87	Cr	-0,12	0,06	0,44		
0,22	118	V	0,13	0,17			
1,61	51	Sr	-0,04				
0,98	138	Ba					

Марганец в породах нижнего ордовика находится в количествах значительно меньше кларковых и только в верхних горизонтах чуновского яруса коэффициент концентрации его увеличивается до 1,5. В породах же среднего ордовика во всех случаях коэффициент концентрации марганца больше единицы (1,5—3); а иногда достигает 5.

Непостоянны содержания бария. Коэффициент концентрации его изменяется от 0,1 до 2,5.

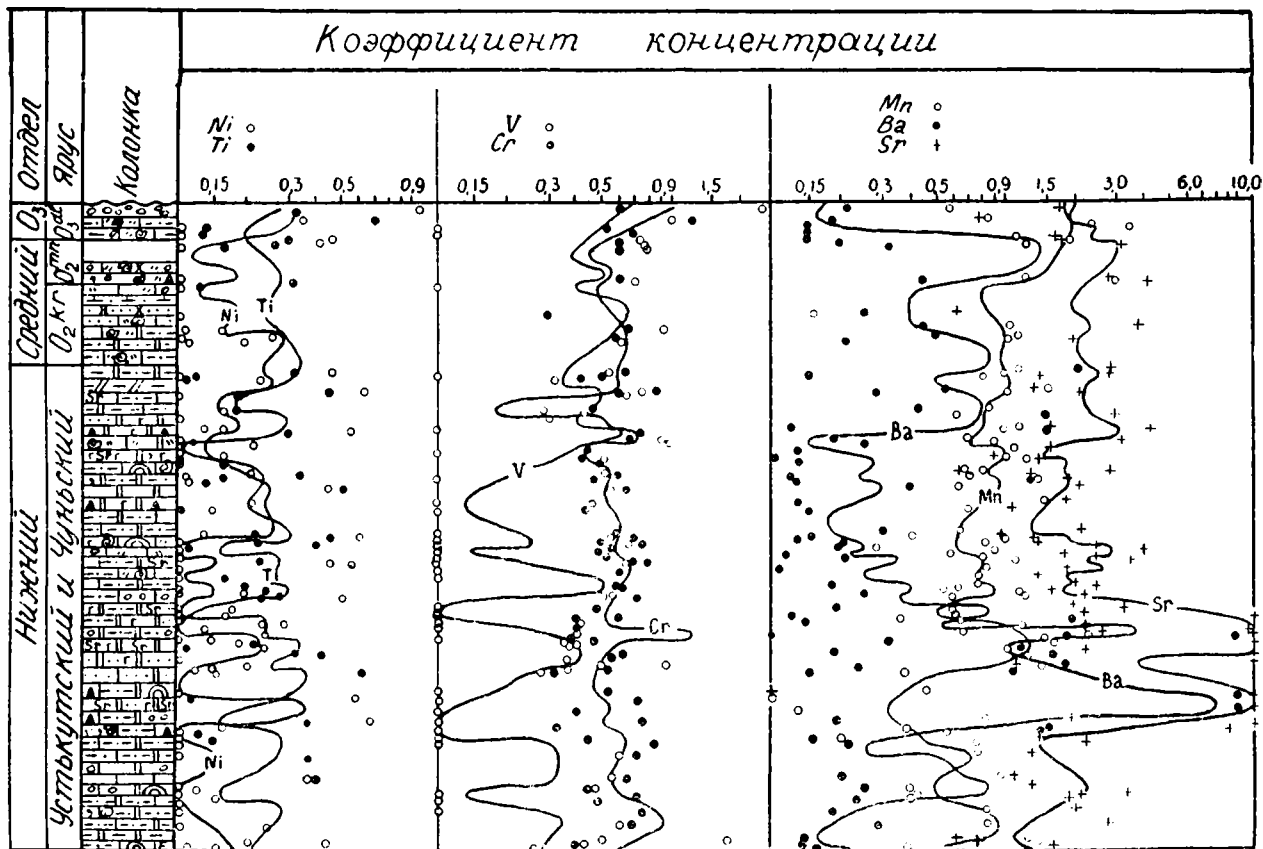
Все полученные значения содержаний стронция свидетельствуют о существенном накоплении его в ордовикских отложениях на территории восточной окраины Тунгусской синеклизы. Коэффициент концентрации стронция, за редким исключением, больше единицы. Особенно большие концентрации его отмечены в породах средних горизонтов нижнего ордовика. Здесь многие анализы показали содержание его в несколько десятков раз больше кларковых. В соответствующих горизонтах обнаружены пласты доломитов и доломитовых известняков, настолько обогащенные стронцием, что они могут рассматриваться как руды, поэтому на характеристике их мы остановимся в разделе «Полезные ископаемые».

Судя по характеристике коэффициентов вариации, стронций и барий рассеяны в ордовикских отложениях весьма неравномерно, что согласуется и с полевыми наблюдениями.

Парная корреляция между малыми элементами в ордовикских отложениях бассейна р. Мойеро слабая. Помимо отмеченных уже связей титана, нет ни одной значимой связи между другими элементами, за исключением положительной между барием и стронцием в нижнем ордовике. С нашей точки зрения, это объясняется весьма незначительными содержаниями в породах рассматриваемых элементов, что обуславливает низкую точность результатов спектральных анализов (содержания элементов находятся во многих случаях на уровне чувствительности анализов).

В бассейне р. Мойерокан достаточно полно охарактеризованы только нижнеордовикские отложения (рис. 22, табл. 18). Из приведенных материалов можно заключить, что в бассейне р. Мойерокан породы ордовика заключают в себе несколько большие количества малых элементов по отношению к одновозрастным только что рассмотренным отложениям. Особенно существенное отличие наблюдается в содержаниях стронция. В ряде случаев в нижней половине разреза коэффициент концентрации стронция достигает величин, при которых соответствующие породы могут рассматриваться как стронциевые руды.

В отличие от разреза по р. Мойеро, в данных образованиях наблюдается несколько значимых парных корреляций между малыми элементами. Так, титан положительно коррелируется с ванадием, никелем;



Р и с. 22. Геохимическая характеристика ордовикских отложений в долине р. Мойерокан

**Геохимическая характеристика нижнеордовикских отложений
в бассейне р. Мойерокая (n=72)**

\bar{K}_k	V, %	Корреляция элементов (связь значима при $r > 0,21$)						
		Ba	Sr	V	Ni	Cr	Mn	
0,20	66	Ti	-0,17	-0,015	0,49	0,47	0,17	-0,04
0,78	48	Mn	-0,04	-0,27	0,24	0,28	-0,008	
0,61	57	Cr	-0,03	-0,02	0,25	0,21		
0,15	101	Ni	0,13	0,20	0,34			
0,28	101	V	-0,14	-0,17				
16,52	440	Sr	0,74					
1,01	220	Ba						

марганец — с ванадием, никелем и отрицательно со стронцием; никель — с ванадием; стронций — с барием.

Ордовикские отложения в бассейне р. Подкаменной Тунгуски (рис. 23)¹ по геохимическим особенностям несколько отличны от всех вышеописанных разрезов. Здесь отмечены повышенные содержания кобальта. Относительное обогащение пород кобальтом наблюдается в самых нижних горизонтах устькутского яруса (в данном случае пролетарской свиты), в верхних горизонтах чуньского яруса и в среднем ордовике.

В основании устькутского яруса повышенные концентрации кобальта (коэффициент концентрации 1,3) связаны с полевошпатово-кварцевыми песчаниками. В байкитских (верхние горизонты чуньского яруса) и нижнекривоуцких отложениях, где концентрации наиболее высокие, развиты кварцевые песчаники с примесью глауконита. Коэффициент концентрации кобальта здесь составляет во всех изученных образцах больше 1,5, чаще же 2—3 и более. Кобальтом обогащены и нижнемангазейские отложения (коэффициент концентрации от 1,3 до 1,7), где также наблюдаются кварцевые песчаники.

Содержания никеля в рассматриваемых отложениях несколько выше по отношению к рассмотренным выше разрезам, но коэффициент концентрации никеля и здесь продолжает оставаться меньше единицы. Максимальные значения этого показателя характерны байкитским породам нижнего ордовика и среднеордовикских образований. В байкитских породах коэффициент концентрации изредка достигает 1,5, а в нижнекривоуцких и нижнемангазейских он составляет 0,5—0,7.

Кривая изменений коэффициента концентрации титана находится в пределах 0,1—0,7 с максимумом в байкитских и кривоуцких отложениях.

Повышение коэффициента концентрации ванадия (до 1,5) наблюдается в байкитских и раннекривоуцких отложениях. В породах остальных горизонтов коэффициент концентрации его изменяется в пределах 0,1—0,9.

Резко дифференцирована кривая поведения коэффициента концентрации хрома — от 0,1 до 10 и более. Хромом обогащены нижние горизонты пролетарской свиты, байкитские и среднеордовикские отложения.

Кривая коэффициента концентрации марганца находится в пределах 0,3—8 с максимумами в породах из верхних горизонтов нижнего и среднего ордовика.

¹ Демонстрируемый разрез характеризует породы нижнего ордовика в бассейне верхнего течения, а среднего ордовика в бассейне нижнего течения Подкаменной Тунгуски, где соответствующие образования полнее вскрыты.

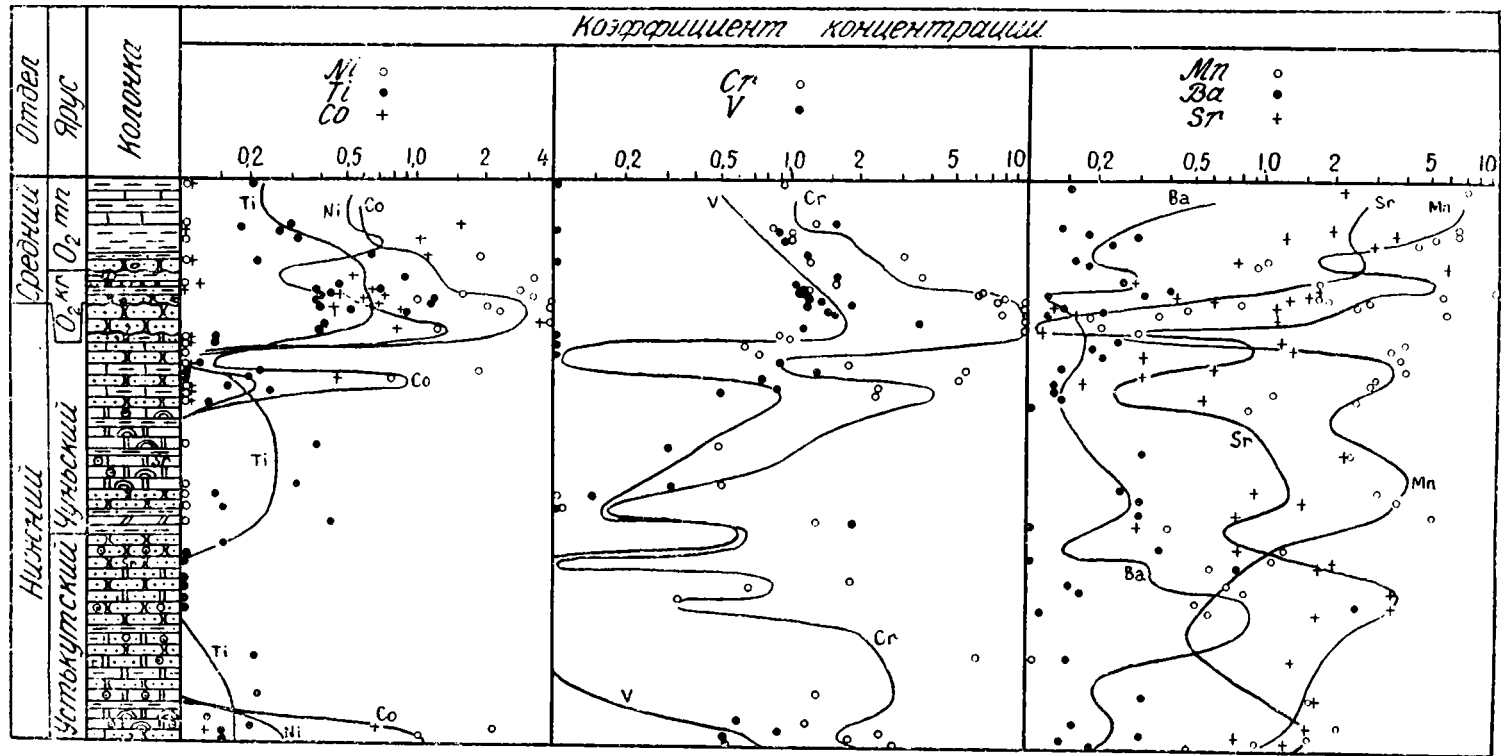


Рис. 23. Геохимическая характеристика ордовикских отложений бассейна р. Подкаменной Тунгуски

Все полученные значения коэффициента концентрации бария находятся в поле рассеяния. Кривая коэффициента концентрации его изменяется в пределах 0,1—0,8 с максимумами в средней части пород пролетарской свиты.

Коэффициент концентрации стронция в ордовикских отложениях в бассейне р. Подкаменной Тунгуски изменяется в широких пределах — от 0,25 до 4. Максимальные показатели соответствующей кривой находятся в средних горизонтах пролетарской и чуньской свит.

Приведенные материалы свидетельствуют, что в ордовикских отложениях малые элементы из рассмотренных групп накапливались чрезвычайно неравномерно.

Для выяснения корреляционных связей (табл. 19—21) между малыми элементами статистической обработке нами были подвергнуты не только собственные материалы, но и результаты спектральных анализов, полученные Е. П. Марковым (СНИИГГИМС) в процессе многолетнего изучения разрезов ордовика в бассейне р. Подкаменной Тунгуски.

Таблица 19

**Геохимическая характеристика устькутских отложений
в бассейне р. Подкаменной Тунгуски (n=75)**

\bar{K}_K	V, %	Корреляция элементов (связь значима при $r > 0,23$)						
		Ba	Sr	V	Ni	Cr	Mn	
0,46	110	Ti	-0,15	-0,36	0,38	-0,09	-0,28	-0,35
0,86	86	Mn	-0,10	0,02	0,12	0,41	0,18	
0,75	189	Cr	-0,07	0,07	-0,19	0,18		
0,45	382	Ni	-0,08	-0,10	0,67			
1,27	168	V	-0,13	-0,04				
1,57	101	Sr	0,34					
0,25	172	Ba						

Из приведенных данных видны положительные корреляционные связи в породах устькутского яруса между титаном, ванадием и отрицательные между титаном, стронцием и марганцем. Последний положительно коррелируется также с никелем, а никель с ванадием. Положительные значимые связи между барием и стронцием. Обращают внимание значения коэффициентов вариации хрома, ванадия и особенно никеля.

Несколько иные геохимические показатели отмечаются в породах чуньского яруса (табл. 20).

В чуньских отложениях утрачиваются связи титана с ванадием, сохраняются отрицательные связи с марганцем и стронцием. Усиливаются

Таблица 20

**Геохимическая характеристика пород чуньского яруса
в бассейне р. Подкаменной Тунгуски (n=73)**

\bar{K}_K	V, %	Корреляция элементов (связь значима при $r > 0,23$)						
		Ba	Sr	V	Ni	Cr	Mn	
0,46	123	Ti	0,02	-0,27	0,20	0,22	-0,002	-0,31
1,54	90	Mn	0,05	0,28	-0,33	-0,31	-0,32	
2,76	214	Cr	-0,21	-0,29	0,45	0,65		
0,19	219	Ni	-0,10	-0,27	0,71			
0,39	143	V	-0,18	-0,33				
0,95	125	Sr	0,17					
0,26	132	Ba						

связи марганца — положительная со стронцием и отрицательная со всеми другими элементами группы железа. Взаимосвязаны хром, никель, ванадий. Стронций отрицательно коррелируется с хромом, ванадием, никелем.

Таким образом, в породах чуньского яруса корреляция между элементами усиливается по отношению к породам устькутского яруса.

В породах среднего ордовика корреляционные связи между малыми элементами вновь уменьшаются (табл. 21).

Таблица 21

Геохимическая характеристика среднеордовикских отложений в бассейне р. Подкаменной Тунгуски (n=61)

\bar{K}_K	V, %	Корреляция элементов (связь значима при $r > 0,25$)						
		Ba	Sr	V	Ni	Cr	Mn	
0,50	66	Ti	-0,18	-0,45	0,34	-0,09	-0,04	-0,26
4,19	197	Mn	0,005	0,07	-0,16	0,23	-0,09	
2,58	292	Cr	-0,06	-0,08	0,16	-0,04		
1,31	421	Ni	-0,06	-0,14	-0,04			
0,52	91	V	-0,10	-0,23				
1,0	129	Sr	0,26					
0,47	349	Ba						

Титан сохраняет значимую отрицательную связь с марганцем и стронцием, а ванадий со стронцием. Все остальные корреляционные связи между элементами исчезают.

В верхнем ордовике восстанавливается связь титана с ванадием, положительно коррелируется барий и стронций, но корреляция между остальными элементами незначима, что видно из табл. 22.

Таблица 22

Геохимическая характеристика пород верхнего ордовика в бассейне р. Подкаменной Тунгуски (n=36)

\bar{K}_K	V, %	Корреляция элементов (связь значима при $r > 0,36$)						
		Ba	Sr	V	Ni	Cr	Mn	
0,23	72	Ti	-0,05	-0,18	0,43	0,32	0,06	0,30
2,08	67	Mn	0,12	-0,009	0,13	-0,16	-0,03	
0,53	144	Cr	0,23	0,27	0,005	-0,005		
0,05	265	Ni	-0,04	-0,06	0,26			
0,24	115	V	-0,06	-0,11				
5,40	358	Sr	0,93					
0,21	194	Ba						

Изложенный материал позволяет вскрыть ряд особенностей в распределении малых элементов в ордовикских отложениях платформы, понять специфику поведения отдельных элементов в породах. Приведем сведения о средних значениях коэффициентов концентрации изученных элементов в породах (табл. 23).

Титан. Содержания титана в ордовикских отложениях незначительны. Особенно бедны титаном породы нижнего и верхнего ордовика. При описании частных разрезов мы видели, что только в отложениях, характеризующих гурагирскую свиту и ее стратиграфические аналоги, коэффициент концентрации титана приближается часто к единице. Сле-

Средние значения коэффициентов концентрации (\bar{K}_k) отдельных элементов в ордовикских отложениях

Элемент	Отдел	РАЙОН				Среднее по всем районам
		Северо-западный	Северо-восточный	Восточный	Юго-западный	
Титан	Нижний	0,34	0,24	0,15	0,33	0,32
	Средний	0,40	—	0,20	0,50	0,40
	Верхний	—	—	0,32	0,23	0,24
Марганец	Нижний	1,01	0,48	0,73	0,60	0,80
	Средний	2,13	—	1,67	4,19	2,90
	Верхний	—	—	1,82	2,08	2,0
Хром	Нижний	0,89	0,20	0,63	0,68	1,0
	Средний	1,85	—	0,46	2,58	1,90
	Верхний	—	—	0,60	0,53	0,54
Ванадий	Нижний	0,42	0,13	0,21	0,66	0,47
	Средний	0,69	—	0,34	0,52	0,57
	Верхний	—	—	0,60	0,24	0,35
Никель	Нижний	0,28	0,10	0,001	0,26	0,21
	Средний	0,34	—	0,08	1,31	0,69
	Верхний	—	—	0,17	0,05	0,09
Стронций	Нижний	1,77	3,70	12,5	6,07	2,99
	Средний	1,88	—	1,98	1,0	1,52
	Верхний	—	—	1,61	5,40	4,24
Барий	Нижний	0,35	0,60	0,90	0,46	0,46
	Средний	0,32	—	0,93	0,47	0,47
	Верхний	—	—	0,33	0,31	0,24

дует отметить, что некоторое обогащение титаном наблюдается в глинах, характеризующих остатки элювия предкриволуцкой коры выветривания в бассейне р. Подкаменной Тунгуски. Так, Е. К. Герасимовым и Е. П. Марковым в бассейне нижнего течения указанной реки в разрезах были описаны пестроцветные глины коры выветривания с содержанием в них TiO_2 до 2%. Иногда несколько повышенные содержания титана отмечаются в горизонтах фосфоритоносных отложений, на что также обратили внимание Г. Н. Черкасов (1967) и Е. П. Марков (1970).

Титан неравномерно распределяется в разновозрастных отложениях и по площади, что видно из данных табл. 23. В нижнеордовикских отложениях северо-западных разрезов коэффициент концентрации титана составляет 0,34, в юго-западных — 0,33, а в породах восточных разрезов 0,15.

Наблюдается прямая зависимость между терригенностью пород и содержанием в них титана. Чем породы более терригенные, тем больше в них коэффициент концентрации.

Связан титан с такими минералами, как ильменит, рутил, анатаз и другими титансодержащими, постоянно встречающимися при микроскопических исследованиях терригенных фракций пород. Поэтому приуроченность относительно повышенных значений \bar{K}_k рассматриваемого элемента к породам, обогащенным терригенным материалом, легко объяснима. Обычно положительные корреляционные связи титана отмечаются с такими элементами, как никель, ванадий, хром, кобальт и отрицательные со стронцием.

Марганец. В целом для нижнеордовикских отложений изученной

территории коэффициент концентрации марганца составляет 0,80. Во всех районах, за исключением северо-западного, содержания данного элемента меньше кларка.

В северо-западном районе, где породы содержат марганца в среднем около кларка, наблюдаются определенные уровни с повышенными значениями коэффициента концентрации. Здесь, как мы видели при анализе конкретных разрезов, марганец обнаруживает стремление к накоплению в породах нижних горизонтов устькутского яруса и в пределах гурагирской свиты. В средне- и в верхнеордовикских образованиях коэффициент концентрации марганца возрастает до 2—4. Особенно большие значения этого показателя характерны среднеордовикским породам, распространенным на юго-западной окраине Тунгусской синеклизы.

Детальные анализы показали, что в тех случаях, когда повышенные содержания марганца связаны с известняками (например, мангазейский ярус северо-западных и восточных разрезов), данный элемент является изоморфной примесью в кальците. Это марганецсодержащие известняки и известковые аргиллиты. Такие известняки образуют конкреционные тела, чернеющие при выветривании. Содержание марганца в них небольшое — от десятых долей до 1,3% в пересчете на закись. В известковых аргиллитах марганец также связан с карбонатной примесью, где содержания марганца составляют десятки доли процента.

В ордовикских отложениях восточной и юго-западной окраины Тунгусской синеклизы какой-либо четкой связи в повышении значений коэффициента концентрации марганца с определенным типом пород не наблюдается. В одних случаях марганец имеет повышенные концентрации в карбонатных отложениях, в других — в породах со значительной примесью терригенного материала. Это обстоятельство свидетельствует о поступлении марганца в бассейн аккумуляции как терригенным, так и хемогенным путем.

Ванадий. Так же как и остальные элементы группы железа, все относительно повышенные концентрации ванадия приурочены к терригенным породам, что указывает его терригенную природу в осадках. За редким исключением коэффициент концентрации ванадия составляет меньше единицы. Другими словами, накопление в заметных количествах этого элемента в осадках в ордовикское время на территории Сибирской платформы не происходило.

Хром. В северо-западных, северо-восточных и восточных разрезах Тунгусской синеклизы повышенных содержаний хрома нигде не отмечено. В редких случаях коэффициент концентрации достигает 1,5—2. Только в разрезе по р. Подкаменной Тунгуске в ряде горизонтов в породах отмечены значения коэффициента концентрации этого элемента до 10.

По-видимому, хром сорбирован глинистыми частицами, поскольку минералов хрома в песчано-алевритовой части пород не встречено. На связь хрома с глинистыми частицами указывает наличие повышенных концентраций его в глинах, карманообразно залегающих на байкитских отложениях, где по данным специально выполненных спектральных анализов, содержания хрома почти в 20 раз превышают кларковые. Такие глины были исследованы Е. К. Герасимовым и Е. П. Марковым (СНИИГГИМС) в нижнем течении р. Подкаменной Тунгуски.

Никель. В северо-западных разрезах (Курейка, Кулюмбе, Горбиячи, Левый Омнутах, Южно-Пясинская площадь) только в очень редких случаях количество никеля в породах приближается к кларковым величинам. Особенно убоги содержания этого элемента в породах на северо-восточной и восточной окраинах Тунгусской синеклизы, где коэффициент концентрации его не превышает 0,1. Только в юго-западных разрезах (бассейн Подкаменной Тунгуски) иногда отмечаются горизон-

ты пород с коэффициентом концентрации никеля несколько больше единицы.

Минералов никеля встречено не было. Носителями этого элемента, несомненно, являются терригенные частицы, поскольку во всех изученных разрезах повышенные концентрации его связаны с терригенными породами или породами, обогащенными терригенным материалом.

Кобальт. Во всех проанализированных разрезах он лишь изредка фиксировался в виде «следов». Только в некоторых горизонтах пород ордовика в бассейне р. Подкаменной Тунгуски отмечены были концентрации кобальта в два-три и более раз выше кларка. Уместно отметить, что проведенные несколько ранее спектральные анализы соответствующих пород из коллекции образцов Е. П. Маркова также показывают повышенные содержания кобальта. В некоторых образцах байkitской свиты и кривоуцкого яруса из разрезов нижнего течения р. Подкаменной Тунгуски определено содержание кобальта до 0,3%, т. е. рудные концентрации. Эти данные заслуживают специального дальнейшего изучения байkitских и среднеордовикских отложений на территории, прилегающей к Енисейскому кряжу.

Минералов кобальта пока не встречено. Учитывая же, что во всех случаях повышенные концентрации кобальта приурочены к терригенным породам, расположенным в непосредственной близости к древним источникам сноса, можно предположить терригенную природу минералов кобальта.

Барий. Каких-либо существенных концентраций бария в ордовикских отложениях не встречено. Наиболее высокие значения коэффициентов концентрации отмечаются в породах нижнего ордовика, где в отдельных горизонтах этот показатель достигает величины 2—3. Реже такие значения отмечаются в отложениях среднего ордовика. Барий проявляется в двух минералогических формах — в виде барита и целестинобарита. Барит нередко удается наблюдать в виде кристалликов в кавернах доломитов, а изредка фиксируются и кристаллики целестинобарита.

Стронций. Этот элемент обнаруживает наибольшую склонность к концентрации в рассматриваемых отложениях. Почти все полученные значения коэффициентов концентрации составляют больше единицы. Кроме того, выделяются определенные горизонты пород, где коэффициент концентрации стронция во много раз превышает кларк. Соответствующие горизонты практически фиксируются во всех ярусах ордовика. В ряде случаев концентрации стронция таковы, что представляют промышленный интерес. В связи с этим стронций будет более обстоятельно рассмотрен при характеристике полезных ископаемых. Здесь отметим лишь, что минералогически стронций связан с целестином, значительно реже с целестинобаритом и стронцианитом. Наибольшая концентрация стронция наблюдается в доломитах и известковых доломитах.

В целом для всех изученных территорий распространения ордовикских отложений характерна определенная закономерность в распределении микроэлементов по разрезу, что в общих чертах выражается в увеличении и уменьшении относительной величины коэффициента концентрации элементов в определенных стратиграфически сопоставимых отложениях ордовика в различных районах платформы.

Рассмотренные элементы семейства железа, за исключением марганца, обладают тенденцией к концентрации в терригенных или значительно обогащенных терригенным материалом породах: верхние горизонты нижнего ордовика и средний ордовик.

Элементы щелочно-земельной группы концентрируются, главным образом, в нижнем ордовике в горизонтах, где терригенные отложения

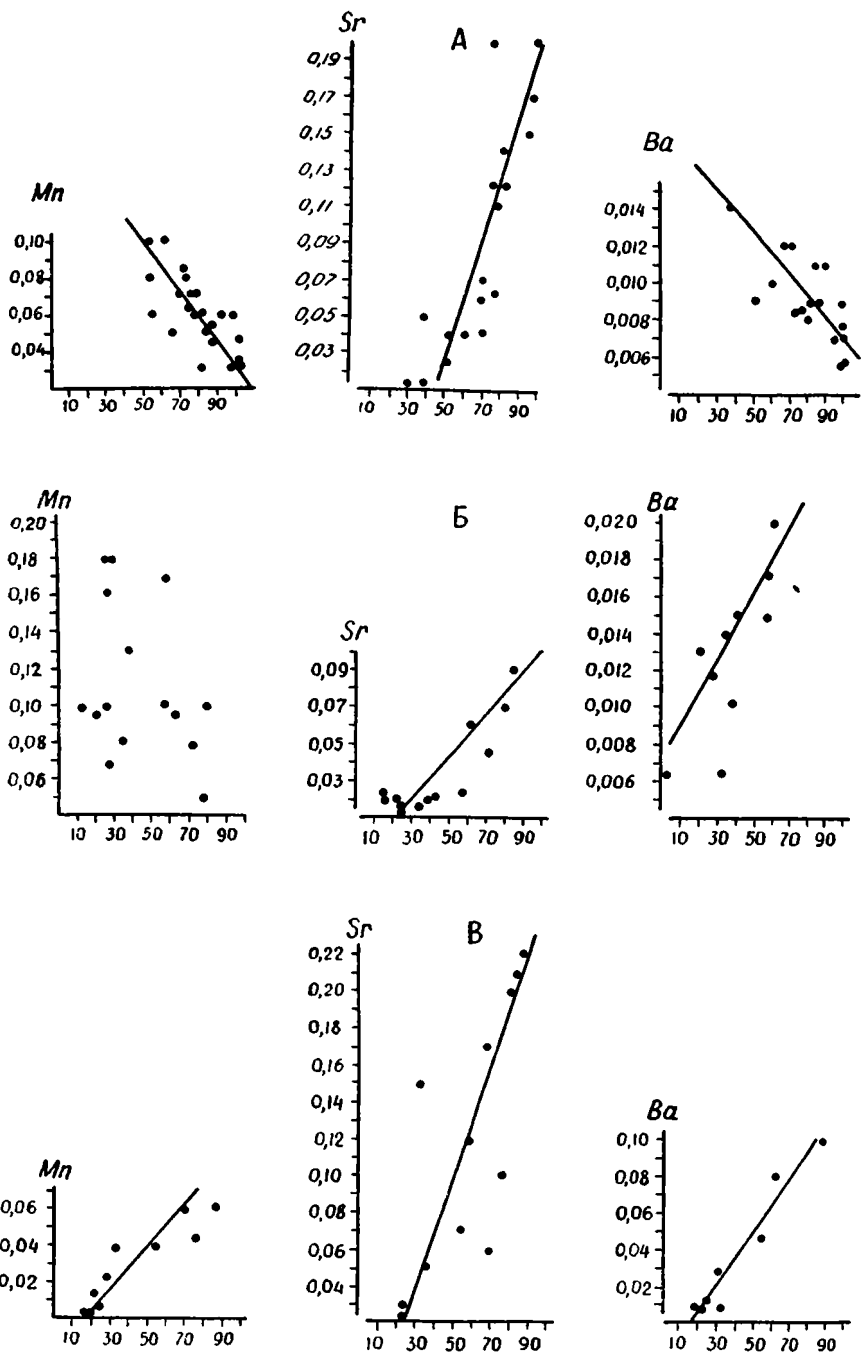


Рис. 24. Коррелятивная зависимость содержаний марганца, стронция и бария от общей карбонатности пород ордовика в бассейне р. Кулумбе. Результаты анализов:

A — пород нижних и средних горизонтов нижнего ордовика; *B* — пород нижнего ордовика; *B* — пород среднего ордовика. По горизонтали показано процентное содержание карбонатов в породах, а по вертикали — процентное содержание элементов

почти отсутствуют. В ряде случаев и марганец концентрируется в карбонатных отложениях.

При дальнейшем анализе материалов достаточно отчетливо вскрываются некоторые частные особенности в изменении содержаний микроэлементов в пределах рассматриваемых отложений и более интимные их взаимоотношения.

Рис. 24 демонстрирует закономерности изменения содержаний стронция, бария и марганца в зависимости от общей карбонатности пород на примере наиболее мощного и пестрого по составу разреза — по р. Кулюмбе.

Здесь видно, что содержание стронция в породах находится в прямой зависимости от их общей карбонатности. Увеличение процентного содержания карбонатного материала в породах сопровождается увеличением в них количества стронция. Зависимость содержаний бария и марганца от состава пород более сложная. В одних случаях (см. рис. 24) увеличение содержаний бария в породах находится в прямой зависимости от их карбонатности, в других (см. рис. 24) увеличение количества бария сопровождается увеличением в породах количества нерастворимого остатка. Однако, когда увеличение содержания бария происходит параллельно увеличению нерастворимого остатка, количества его небольшие (0,005—0,014). Очевидно, различное поведение бария по отношению к составу пород обусловлено различными формами его миграции, но преобладала миграция в истинных растворах. Такие же особенности наблюдаются и для марганца.

Для расшифровки форм миграции химических элементов рассмотрим закономерности распределения элементов по петрографическому ряду пород (Страхов, 1960) на примере того же кулюмбинского разреза.

На рис. 25 и 26 показано распределение стронция, бария, марганца, ванадия, хрома, титана по петрографическому ряду пород для нижнего и среднего ордовика. Из приведенных материалов хорошо видно, что в среднем ордовике, где в карбонатной составляющей преобладает кальцит, элементы группы железа — хром, ванадий, никель, титан — имеют одинаковое распределение: максимальные концентрации их характерны для аргиллитов и известняков. Такое распределение указывает на тесную связь этих элементов с терригенной частью пород. При рассмотрении распределения содержания этих же элементов по петрографическому ряду пород от аргиллитов к известнякам, но уже в пересчете на бескарбонатное вещество, наблюдается монотонное возрастание количества их от аргиллитов к известнякам, т. е. максимальные концентрации титана, ванадия, никеля и хрома характерны для наиболее тонкодисперсной части терригенной составляющей. Это так называемый, по Н. М. Страхову, упорядоченный контрастный тип распределения малых элементов по петрографическому ряду пород.

Стронций, барий и марганец в эти же эпохи поступали в бассейн седиментации в виде растворов и аккумуляровались в осадке хемогенным путем, что подтверждается и наличием коррелятивной зависимости содержаний указанных элементов от общей карбонатности пород, рассмотренной несколько выше (см. рис. 24).

В отличие от среднеордовикских, в нижнеордовикских породах выявленных закономерностей не наблюдается, что свидетельствует о неупорядоченном типе распределения здесь малых элементов по петрографическому ряду пород.

Учитывая, что распределение элементов на идеальном геохимическом профиле отражает их распределение на площади бассейна седиментации (Катченков, 1959; Страхов, 1960), можно по величине отношения содержаний элементов в крайних членах петрографического ряда

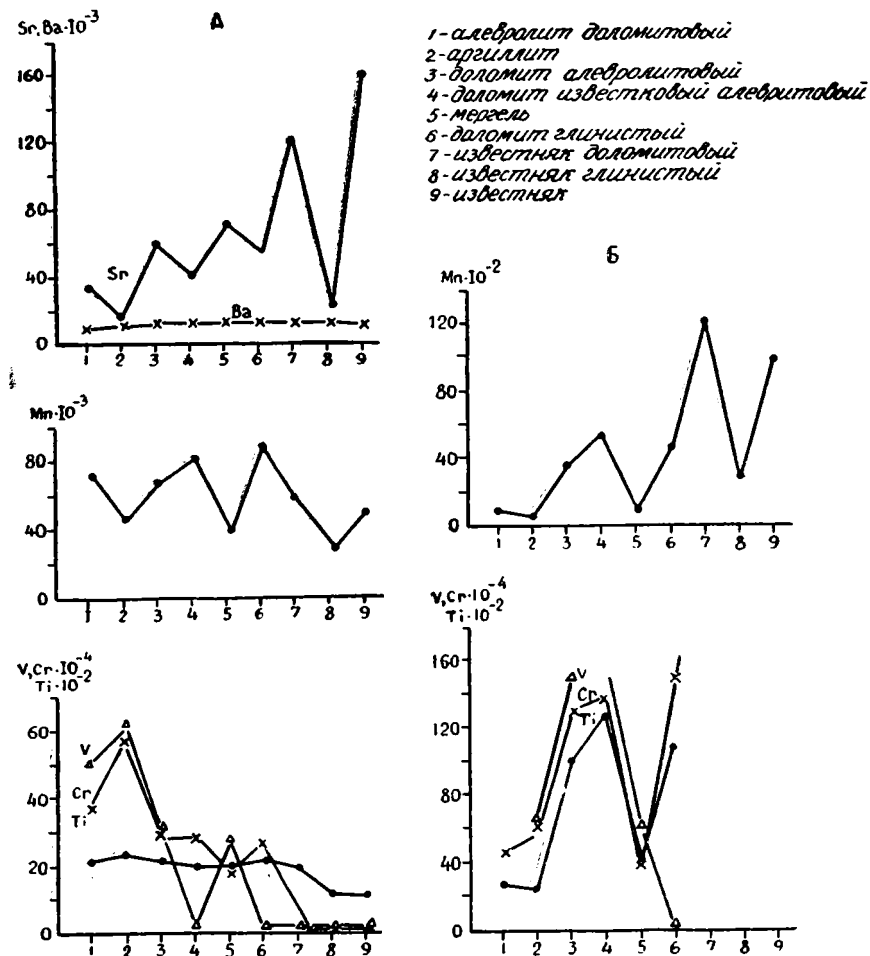
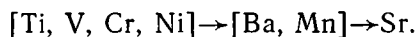


Рис. 25. Распределение элементов по типам пород в отложениях нижнего ордовика в бассейне р. Кулумбе

пород построить ряд геохимической подвижности. Для ордовикских отложений он выглядит следующим образом:



Присоединяясь к мнению Н. М. Страхова, что активный тектонический режим является причиной малой подвижности химических элементов и пестрого типа их распределения, а в условиях вялого тектонического режима усиливается химическое выветривание, распределение элементов становится упорядоченным, можно сделать вывод — наиболее интенсивные процессы химического выветривания пород в областях питания в ордовикский период происходили в среднеордовикскую эпоху.

ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ

К настоящему времени в ордовикских отложениях установлены существенные проявления целестина, флюорита, фосфоритов.

Целестин. При литологических исследованиях палеозойских отложений Сибирской платформы автором было обращено внимание на резко повышенные содержания стронция в породах ряда горизонтов кембрийских, ордовикских и силурийских осадочных толщ. Более де-

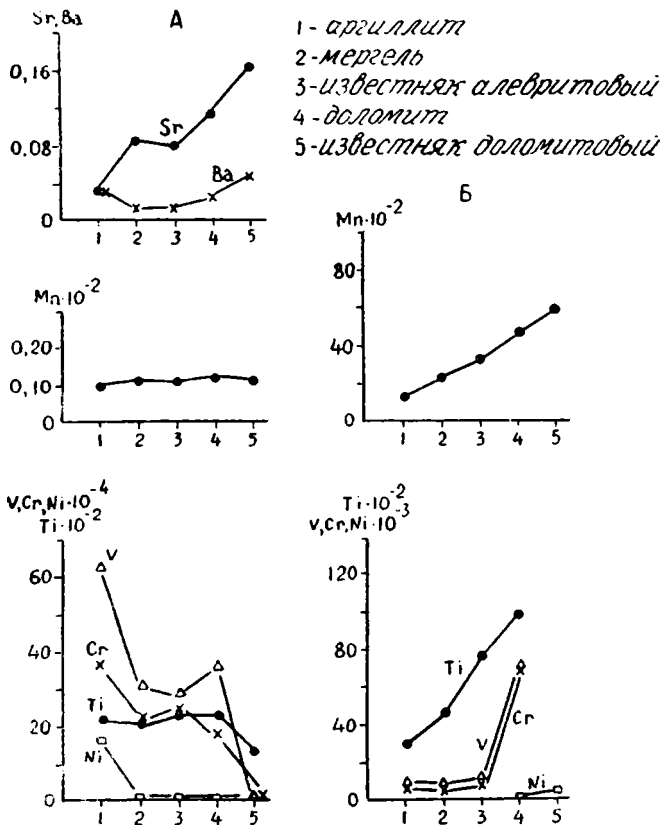


Рис. 26. Распределение элементов по типам пород в отложениях среднего ордовика в бассейне р. Кулюмбе

тальные исследования привели к установлению нескольких горизонтов стронциеносных пород, содержащих в ряде разрезов пласты, резко обогащенные целестином, а иногда и стронцианитом. Анализ полученных материалов позволил наметить контуры крупной стронциеносной провинции и определить стратиграфические уровни распространения стронциеносных пород (Бгатов, 1966).

Как уже отмечалось в разделе «Геохимическая характеристика», кривая изменений коэффициента концентрации стронция на всех частных разрезах хорошо согласуется с кривой изменения доломитности пород. Особенно больших значений коэффициент концентрации стронция достигает в сульфатизированных доломитах. Таким образом, устанавливается зависимость регрессивных эпох осадконакопления и сульфатной садки стронция (минералогически стронций повсеместно представлен целестином). Аномальным случаем является относительное увеличение коэффициента концентрации стронция в раннекриволуцких отложениях. Здесь, по-видимому, стронций имеет биогенное происхождение или находится во вторичном залегании. Мы склоняемся в пользу биогенного генезиса по двум причинам. Во-первых, повышено обогащенными стронцием являются органогенно-детритовые и биоморфные известняки, а во-вторых, не обнаружены минералы стронция, а это значит, что стронций скорее всего находится в изоморфной примеси в известковых раковинах организмов. Согласно исследованиям А. П. Виноградова

(1935—1944), некоторые морские организмы концентрируют стронций в своем скелете.

Изучение целестиноносных пород показывает приуроченность их к первично-осадочным доломитам и доломитовым известнякам, что свидетельствует о хемогенной природе целестина. Вместе с тем в ряде случаев целестин обнаруживается и во вторичном залегании. Так, например, целестин охотно концентрируется в водорослевых образованиях, приурочиваясь к контактам водорослевых слоевищ, где он наблюдается в виде хорошо образованных кристалликов или их агрегатов и отличается крайне неравномерным распределением в породе. О вторичном залегании целестина свидетельствует и нахождение его иногда в виде гнезд в мергельногипсово-ангидритовых брекчиях.

В непосредственной близости с силлами долеритов целестин концентрируется часто в виде гнезд хорошо образованных кристаллов.

Очень важно подчеркнуть, что все значительные вторичные проявления целестина фиксируются только в толщах пород, первично обогащенных сульфатом стронция.

В составе рассматриваемых разрезов ордовика целестин концентрируется в ряде горизонтов. В большинстве случаев это, как уже сказано, известковые доломиты, иногда с ангидритом, в которых целестин легко обнаруживается при микроскопических исследованиях.

Наибольшие концентрации стронция были отмечены в разрезах по рекам Амбардаху, Маймечи, Подкаменной Тунгуске, Нирунде, Чуне (приток Подкаменной Тунгуски), Моркоке, Мойеро, Мойерокану и в междуречье Ангара — Подкаменная Тунгуска (рис. 27).

В бассейне р. Маймечи целестиноносными являются верхние горизонты устькуранахской свиты, сложенной прослоями пестроцветных аргиллитов, кремнистых доломитов. На плоскостях наслоения пород наблюдаются трещины усыхания, отпечатки и слепки по кристаллам каменной соли, следы волновой ряби. Доломиты содержат целестин в виде микроскопических прослоев и линзочек. Здесь выявлено два горизонта доломитов с содержанием стронция 1,5 и 1,75%. Мощность их до 1 м. В аналогичном же разрезе по р. Амбардаху в нижней части свиты отмечен горизонт доломитовых мелкогалечных конгломератов с содержанием стронция 12%.

В разрезах по р. Подкаменной Тунгуске и ее притокам целестинсодержащие отложения обнаружены в нижнем и верхнем ордовике.

В слое доломитов мощностью в 1 м из верхних горизонтов пролетарской свиты, прослеженных Е. П. Марковым и Л. Г. Еникеевой в долине р. Подкаменной Тунгуски (в 18 км западнее пос. Полигус), отмечено содержание стронция 3,16%. Из этой же части разреза, прослеживающейся в долине р. Чуни, в 16 км восточнее пос. Байкита, определено содержание стронция в породах 3,47%.

Большие содержания стронция обнаружены в породах чуньской свиты одноименного яруса, развитых по р. Чуне.

В левом склоне долины этой реки, в 60 км восточнее пос. Байкита, автором описана толща (30 м) доломитов, составляющая верхние горизонты чуньской свиты с редкими крупными (0,2×0,15 м) гнездами хорошо образованных кристаллов целестина. Кроме того, в породах часто отмечаются мелкие гнезда и тонкие прослойки целестина. Величина отдельных кристалликов целестина в прослойках составляет несколько миллиметров.

В стратотипе разреза чуньской свиты (правый склон долины р. Чуни, в 5 км выше устья) обнаружено несколько прослоев доломитов и доломитовых известняков, сильно выщелоченных. Стенки каверн выполнены кристаллами целестина. В ряде случаев, кроме того, целестин обнаруживается в виде мелких, рассеянных в породе кристалликов.

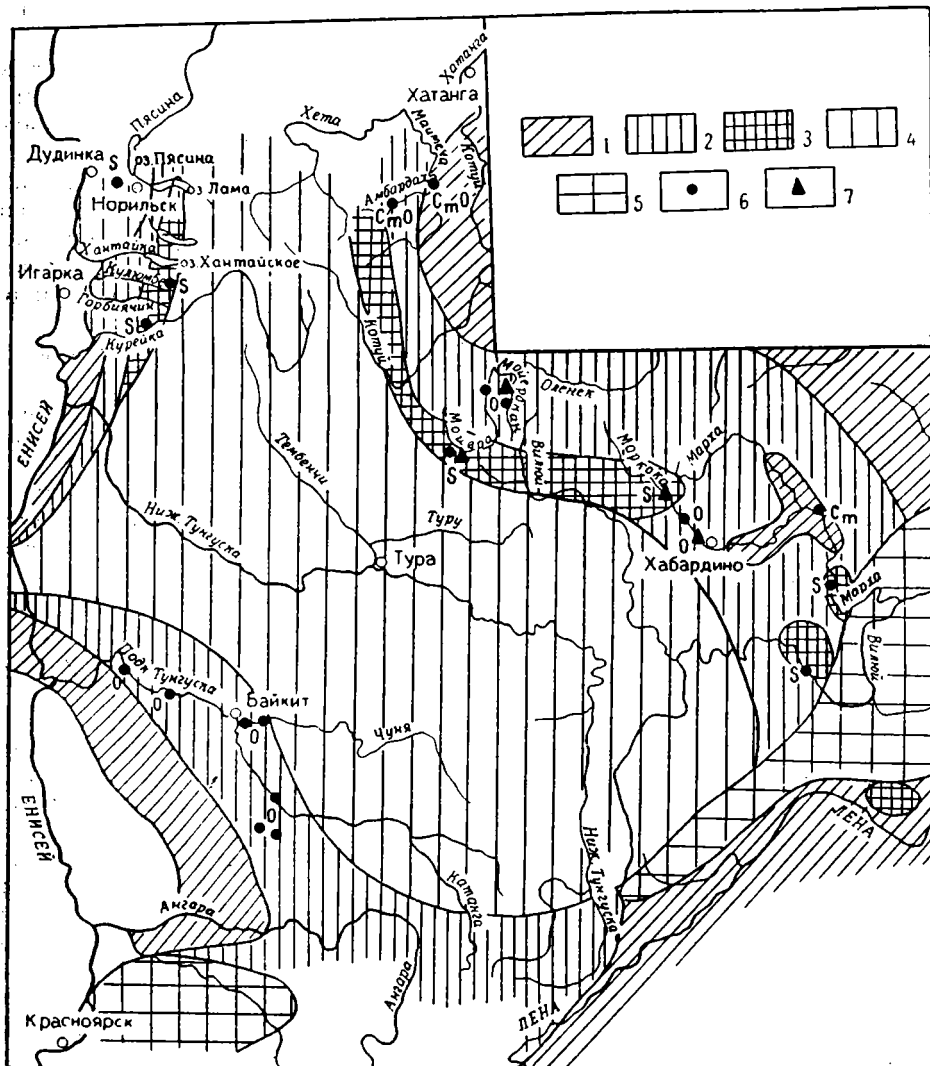


Рис. 27. Схема расположения выявленных точек целестинового и флюоритового оруденения на территории Сибирской платформы:

1 — районы преимущественного развития кембрийских пород; 2 — то же, ордовикских пород; 3 — то же, силурийских и девонских пород; 4 — то же, каменноугольных, пермских и триасовых пород; 5 — то же, юрских и меловых пород; 6 — целестиновые рудопроявления и их возраст; 7 — флюоритовые рудопроявления и их возраст

В образце известняка из коллекции Е. П. Маркова, характеризующего пласт мощностью в 4 м, залегающий в основании долборского или в кровле мангазейского ярусов в разрезе по р. Нирунде, обнаружен стронций в количестве 5,65%.

Весьма интересные наблюдения проведены по просьбе автора геологом Красноярского геологического управления Ю. Н. Елховым (КГУ). Им при геологосъемочных работах установлена региональная зараженность стронцием в виде целестина и стронцианита пород верхних горизонтов устькутского и чуньского ярусов в междуречье Ангара — Подка-

менная Тунгуска. По сообщению Ю. Н. Елхова, в устькютском ярусе целестин и стронцианит присутствуют в карбонатных породах в форме гнезд, мелких прослоек и тонкорассеянной вкрапленности. Валовые химические анализы пород показали содержание в них окиси стронция в количестве от 0,8 до 1,8%, в отдельных слоях доломитов и доломитовых известняков содержание ее увеличивается до 9,14%. В чуньском ярусе стронций приурочен к темно-серым известнякам (по полевому описанию). Проявлен он здесь в виде включений и гнезд стронцианита размером 0,5 на 0,5 см.

В разрезах верхнего течения р. Моркоки стронциеносные отложения описаны нами в чуньском, криволуцком и мангазейском ярусах ордовика.

В породах чуньского яруса наиболее высокие концентрации стронция отмечаются в средней части яруса, сложенной серыми и зеленовато-серыми, иногда водорослевыми и оолитовыми доломитами с многочисленными прослоями внутриформационных известняково-доломитовых конгломератов. На плоскостях наложения пород обычно наблюдаются следы волновой ряби, отпечатки кристаллов каменной соли. Наиболее высокие концентрации стронция (до 0,72%) приурочены к конгломератовым прослоям, мощность которых колеблется в пределах 0,5—1,5 м.

В верхней части пород криволуцкого яруса в слое доломитистого известняка мощностью 8 м определено содержание стронция в количестве 0,35%. Значительные содержания стронция (от 0,5 до 4,1%) определены в пачке пестрых (красновато-бурых и зеленых) доломитовых мергелей с прослоями и линзами гипса, слагающих верхние горизонты мангазейского яруса. Мощность пачки составляет около 15 м. Мощность отдельных прослоев с содержанием в них стронция более 1% колеблется в пределах 0,2—0,5 м.

В разрезе ордовика по р. Мойерокану целестин отмечен в устькютском и чуньском ярусах. В породах устькютского яруса целестин обнаружен во второй пачке. В ее основании среди красноцветных мергелей с гипсами встречен прослой мощностью 5 см со средним содержанием стронция 17,5%. Помимо целестина здесь содержатся доломит и глинистое вещество. Целестин распределен в прослое неравномерно. Участками он резко преобладает в породе, и в этом случае под микроскопом отмечаются агрегаты, состоящие из призматических кристаллов целестина размером 1,0—1,5 мм. Участками же целестин концентрируется в виде секрций размером 1—2 см с радиально-лучистой ориентировкой кристаллов.

В средней части рассматриваемой пачки в серых плитчатых доломитах мощностью в 1,2 м отмечаются радиально-лучистые агрегаты, сложенные бледно-голубыми кристаллами целестина размером 2—10 см. В этих же доломитах встречены два тонких (1,5 см) выдержанных прослойки, сложенных в основном мелкокристаллическим целестином. Вмещающие целестин доломиты прослежены в нескольких обнажениях. Как показали анализы, содержание стронция в них 0,12—3,66%, чаще 0,1—0,9%.

В верхних горизонтах устькютского яруса встречены водорослевые известняки мощностью 1,5 м с повышенным содержанием стронция. Размер биогерм до 2 м. Целестин в них вторичный, так как он наблюдается в виде мелких (до 2 мм) агрегатов или отдельных хорошо образованных кристалликов, приуроченных к контактам водорослевых слоев. О вторичном залегании целестина свидетельствует и крайне неравномерное содержание стронция в этом прослое (от кларковых значений до 1,1%).

В чуньском ярусе целестин отмечается в верхней трети разреза. Здесь отдельные горизонты доломитов и доломитовых мергелей доволь-

но часто содержат его в количествах 0,1—0,5%. В одном случае в зеленовато-серых глинистых известковых доломитах мощностью в 0,7 м отмечены многочисленные секрции, выполненные кристаллами целестина. Размер секретий до 15—20 см; наблюдающийся в них целестин сложен хорошо образованными кристаллами размером 0,5—1,5 см. Кроме того в доломитах заключено два тонких (1,5—2 см) прослойки, сложенных мелкокристаллическим целестином.

В разрезе по р. Майеро, так же как и по р. Мойерокану, целестин отмечен в устькутских и чуньских образованиях. В верхней части устькутского яруса среди доломитистых известняков отмечены многочисленные прослойки (до 0,7 м) целестина, представленного мелкими (0,4—0,5 мм) кристалликами удлиненно-призматической формы.

В верхней части нижней половины чуньского яруса целестин отмечается в различных типах известняково-доломитовых пород, образуя многочисленные мелкие секрции и выстилая стенки каверн.

Следует отметить, что породы верхних горизонтов устькутского и чуньского ярусов в целом характеризуются повышенными содержаниями стронция, в два-три раза и более превышающими кларк. Эти первично обогащенные стронцием осадки и явились исходными для формирования вторичных образований целестина в виде кристаллов и их агрегатов по слоевичам в водорослевых известняках, а также многочисленных секретий.

Флюорит. Флюоритовая минерализация ордовикских отложений пока установлена нами только в восточных разрезах — по рекам Моркоке и Мойерокану (см. рис. 27).

Изучение соответствующих пород в шлифах показало, что они часто содержат примесь флюорита, который отмечается либо в виде рассеянных микроскопических кристалликов, или образует микрослойки в доломитах. Этот флюорит первичноосадочный. По своей характеристике он приближается к ратовкиту. Кроме того четко выделяются две генерации вторичного флюорита. Ранняя генерация образует либо фиолетовые секрции, либо выстилает стенки пустот в породах. Этот флюорит хорошо раскристаллизован, имеет четко выраженную кубическую форму кристаллов размером до 2 мм по ребру куба. Более поздняя генерация флюорита представлена золотисто-желтыми кубами размером до 0,6 см.

Все встреченные проявления флюорита связаны с породами, формирование которых происходило явно в условиях повышенной солености бассейнов.

В разрезе по р. Моркоке флюорит установлен в средних горизонтах чуньских отложений. Здесь отмечаются прослойки доломитов и доломитов с гипсами фиолетового оттенка, обусловленного примесью в них тонкокристаллического флюорита. В гипсовых прослойках и линзах флюорит обнаруживается под микроскопом в виде многочисленных зерен, часто включенных в кристаллы гипса. Размер их от 0,6 до 1 мм. Флюорит либо слабо фиолетовый, либо бесцветный, почти всегда содержит включения зерен доломита. Наблюдается следующая очередность выделения минералов: доломит → флюорит → гипс. Содержание флюорита в гипсовых прослойках и линзах неравномерное и колеблется от нескольких процентов до 80%. Мощность таких прослоек составляет 0,2—0,3 м.

Среди доломитов иногда отмечаются фиолетовые линзовидные образования, а изредка прослойки мощностью до 1,5 см. Микроскопическое изучение соответствующих образований показало, что флюорит присутствует здесь в количестве до 70—80%. Представлен он тонкозернистой земистой массой типа ратовкита с включением доломита. Доломит тонкозернистый и мелкозернистый, зерна его ромбоздальной и неправильной формы размером 0,002—0,1 мм. Они образуют четко видные

микророслойки или линзочки, в которых флюорит является цементом. В качестве терригенной примеси отмечаются обломки кварца, плагиоклаза, светло-зеленой слюды, турмалина.

В разрезе по р. Мойерокану флюорит отмечен в нижних горизонтах описанной части устькутского яруса. Здесь он приурочен к двум прослоям водорослевых известняков мощностью по 0,4 м. По визуальным наблюдениям общее содержание флюорита в породах не превышает 2—3%. В большинстве случаев флюорит приурочен к контактам водорослевых слоевищ, где отмечаются его выделения неправильной формы 0,2—5,0 см, сложенные мелкими кристалликами фиолетового цвета. Иногда флюорит фиксируется в стилолитовых швах. Изредка в известняках отмечаются кристаллики желтого цвета, которые по отношению к фиолетовому флюориту являются образованиями более поздними. В водорослевых известняках отмечаются также редкие вкрапленники черных и коричневых кристаллов сфалерита с характерной для него спайностью. Размер отдельных вкрапленников достигает 1 см. Вторичная природа флюорита здесь не вызывает сомнений. Возникновение его связано с перегруппировкой в породах осадочного флюорита.

Фосфориты. Все известные проявления фосфоритов связаны, главным образом, с криволуцкими и мангазейскими образованиями. На региональную фосфатность этих отложений впервые обратила внимание О. И. Никифорова (1955).

Сотрудниками Института горнохимического сырья в 1951—1952 годах был открыт и хорошо изучен Катангский фосфоритоносный бассейн (Красильникова, Смирнов, 1955; Красильникова, 1959). Наиболее хорошо ими было изучено Гурьевское месторождение, расположенное в 120 км выше устья р. Подкаменной Тунгуски. Здесь в пачке (25 м) терригенных пород криволуцкого яруса выделено три фосфатных горизонта. Нижний горизонт (0,3 м) сложен кварцфосфоритовыми песчаниками и фосфоритовыми конгломератами с содержанием P_2O_5 от 4 до 12%; средний горизонт мощностью до 0,5 м сложен мелкогалечным фосфоритовым конгломератом с содержанием P_2O_5 от 11 до 14% и верхний (0,1—1,5 м) — конгломератовый, характеризующийся содержанием P_2O_5 3—8%. В пределах фосфоритоносной толщи отмечены фосфатизированные известняки и фосфатизированный ракушечник.

Балансовые запасы фосфоритов по категориям А+В+С₁+С₂ в пределах месторождения составляют около 5 млн. тонн со средним содержанием P_2O_5 7,6%. Кроме того 47 млн. тонн отнесено к забалансовым.

Во всех других выявленных точках фосфатноносные отложения среднего ордовика детально не изучались.

На р. Курейке ранее А. Ф. Абушик (1954) и О. И. Никифорова (1955) отмечали, что в толще песчаников мангазейского возраста присутствуют рассеянные гальки фосфорита и фосфатные зерна. Наряду с отмеченными фосфатными образованиями здесь наблюдается (Бгатов, Матухина, 1969) прослой мощностью 0,7 м, сложенный переслаивающимися (3—5 см) темно-серыми аргиллитами и фосфатизированными глинистыми и песчанистыми алевролитами. Фосфатные образования наблюдаются в виде зерен песчаной и алевритовой размерности. Общее содержание их составляет 50% на породу.

В разрезе по р. Кулюмбе в известняках основания криволуцкого яруса были встречены только рассеянные желваки фосфорита и псевдоморфозы по различным органическим остаткам.

По р. Горбиячину в отложениях мангазейского времени отмечаются два фосфатизированных прослоя песчаника мощностью 6 и 4 м. В первом из них наблюдаются округлые зерна фосфоритов размером 0,2—1,6 мм, а также обломки фосфоритов гравийной размерности с включениями кварцевых зерен. Во втором прослое в нижней части фос-

фориты встречены в виде округлых зерен размером до 0,1 мм и в виде цемента в песчанике.

В криволучских известняках Южно-Пясинской площади найдены фосфатные раковинки оболид и псевдоморфозы выполнения по мшанкам, трилобитам и криноидеям. В мангазейских отложениях этого же района большая часть скелетных остатков встречена в виде псевдоморфоз замещения фосфатом. Здесь же наблюдаются песчаной размерности зерна фосфоритов. Цементируются органические остатки кальцитом или агрегатами гидрослюды с тонкорассеянным фосфатом.

Л. Д. Мирошниковым и О. С. Щегловой (1960) установлена фосфатоносность мангазейских пород в районе р. Имангды.

В долине р. Левый Омнутах Е. А. Сиваком (КГУ) обнаружен валун известняка с многочисленными включениями в нем фосфоритов гальчикообразной и гравийной размерности. Обнаруженные здесь же органические остатки характеризуют среднеордовикский возраст заключающих их пород. Фосфориты составляют 30—35% породы и представлены гальками и гравием черного цвета размером в 0,5—2 см. Кроме того, фосфат обнаруживается при микроскопических исследованиях и в песчаной составляющей. Форма нахождения фосфата в породе весьма различна. Это псевдоморфозы замещения фосфатом кальцита в остатках иглокожих организмов, оолиты фосфоритов, различной формы обломки «чистых» фосфоритов крупной песчаной размерности, сложенных бурым изотропным фосфатом, агрегаты обломков кварца, цементированные фосфатом.

Фосфатоносность среднеордовикских отложений известна и в восточных разрезах рассматриваемой нами территории. В частности, по р. Мойеро А. А. Высоцким (Мягкова, Никифорова и др., 1963) были описаны органогенные алевритистые известняки, характеризующие киренский горизонт криволучского яруса с содержанием в них P_2O_5 в количестве 1,3%. Фосфат здесь присутствует в виде мелких фосфатизированных обломков.

В основании кудринского горизонта А. А. Высоцким прослежен слой фосфоритового гравелита мощностью 0,25 м, темно-серого до черного цвета. Порода состоит из фосфата (80%), зерен кварца и ничтожной примеси доломита. Указанный исследователь отмечает, что фосфат здесь встречается в виде трех разновидностей, представляющих три разные генерации.

1. Округло-эллиптические образования размером от 0,5×0,5 до 0,8×1,6 мм светло-коричневого цвета с многочисленными включениями мельчайших (менее 0,01 мм) частиц остроугольной формы.

2. Вытянутые таблитчатые зерна размером 0,1×0,5 мм.

3. Фосфатный цемент кварцевого алевролита. Содержание P_2O_5 в прослое достигает 22%.

Перекрывается фосфоритовый слой кварцевым песчаником с регенерационным и глинистым цементом. В песчанике также отмечаются фосфатные зерна неправильной формы.

Тонкие (2—4 см) прослои фосфатизированных органогенных алевритистых известняков отмечены также и в основании чертовского горизонта мангазейского яруса.

Таким образом можно констатировать, что среднеордовикские образования повсеместно фосфоритоносны, что согласуется с уже известными данными о региональной фосфоритоносности их по всей платформе (Никифорова, 1955; Красильникова, Смирнов, 1962; Домниковский, Драгунов, Либрович, 1962; Драгунов, Либрович, Матухина, Немцев, 1966 и др.).

Для всех выявленных месторождений и рудопроявлений фосфоритов на Сибирской платформе характерны удивительно однообразные ус-

ловня залегания, что бесспорно свидетельствует об их единой генетической природе. Для них характерно:

- а) приуроченность к трансгрессивным отложениям;
- б) наличие перерывов в основании фосфоритоносных отложений;
- в) ассоциация с кварцевыми песчаниками и алевролитами, либо с породами, в терригенной составляющей которых кварц является почти единственным минералом. Из аутигенных минералов отмечается глаукоцит.

Эти особенности чрезвычайно важны для понимания генезиса фосфоритов, что будет рассмотрено в специальном разделе.

СИЛУРИЙСКИЕ ОТЛОЖЕНИЯ

Фаунистическое обоснование границ силурийской системы и в пределах ее на территории Сибирской платформы приведено в работах О. И. Никифоровой (1955), О. И. Никифоровой, О. Н. Андреевой (1961), А. Ф. Абушик (1960), В. А. Востоковой (1962), З. А. Максимовой (1962), Р. С. Елтышевой (1960), А. Б. Ивановского (1959, 1962), Б. С. Соколова (1960, 1961, 1967) и др.

Решению стратиграфии силурийских отложений отдельных районов посвящены работы Б. С. Соколова (1946, 1951), Г. И. Кириченко (1950), А. Б. Ивановского (1959, 1962), А. Ф. Абушик, А. В. Ивановского (1963), Л. Д. Мирошникова, А. Г. Кравцова, О. С. Щегловой (1959), А. П. Зинченко, В. Г. Матухиной (1966), С. П. Микуцкого, В. У. Петракова (1962), С. П. Микуцкого (1960), Ю. И. Тесакова (1967), Е. П. Маркова (1970), Т. В. Лопушинской и др.

Силурийские отложения на всех изученных территориях залегают на подстилающей их образованиях с разрывом различной амплитуды. В северо-западной части Тунгусской синеклизы они залегают на среднеордовикских, а в северо-восточной — на нижнеордовикских. Относительно небольшой перерыв фиксируется в восточной и юго-западной окраинах синеклизы, где из разрезов выпадают самые верхние горизонты верхнего ордовика. Кроме того, по заключению биостратиграфов, в пределах Сибирской платформы почти повсеместно отсутствуют раннеландоверийские отложения. В настоящее время в ряде пунктов доказано наличие предсилурийской коры выветривания:

Разрез силурийских отложений повсеместно складывается главным образом карбонатными, терригенно-карбонатными, меньше терригенными породами. Незначительный объем составляют сульфаты. В большинстве случаев силурийские породы содержат богатый комплекс органических остатков, но распределение их в разрезе неравномерно. Большую часть органических остатков заключают породы нижнего отдела, главным образом, ландоверийские. За основу стратиграфического расчленения силурийских отложений в настоящей работе принята схема силура Сибирской платформы, утвержденная в 1966 году МСК. Здесь выделяются ландоверийский и венлокский ярусы нижнего отдела и лудловский — верхнего отдела. Сопоставление рассматриваемых разрезов показано на рис. 28.

ЛИТОЛОГИЯ И ГЕОХИМИЯ

Систематического изучения вещественного состава силурийских отложений на территории северо-запада Сибирской платформы до последнего времени не проводилось. Отдельные вопросы литологии и геохимии обсуждаются в тех же работах, которые указаны при характеристике

ордовикских отложений. Они будут рассмотрены ниже по мере изложения материала.

Типы пород

Так же как и в ордовикских, в силурийских отложениях преобладающим типом пород являются карбонатные и карбонатно-терригенные. Меньший объем занимают терригенные породы и в резко подчиненном количестве находятся сульфатные и кремнистые образования.

Карбонатные породы

Пользуются чрезвычайно широким распространением и достаточно разнообразны по характеристике вещественного состава и структурным особенностям. Можно выделить следующие типы:

I. Известняки

1. Известняки обломочные:

- а) брекчии, б) конгломераты, конгломерато-гравелиты и гравелиты, в) песчаники.

2. Известняки органогенные:

- а) биоморфные (кораллово-строматопоровые, водорослевые и онколитовые), б) детритово-биоморфные, в) обломочно-детритовые, г) ступковые.

3. Известняки хемогенные:

- а) пелитоморфные и микрозернистые, б) сферолитово-оолитовые и оолитовые.

4. Известняки доломитовые:

- а) органогенные, б) хемогенные.

II. Доломиты

1. Доломиты хемогенные:

- а) доломиты пелитоморфные и микрозернистые.

2. Доломиты хемогенные известковые.

I. Известняки

1. Известняки обломочные. По форме и размеру обломочного материала выделяются брекчии, конгломераты, конгломерато-гравелиты, гравелиты и песчаники.

а) *Брекчии*. Представлены одной разновидностью — брекчиями растрескивания. Это серые, зелено-серые и темно-серые глинистые известняки, разбитые трещинками на остроугольные обломки размером 0,1—1,5 см, реже 3—5 см. Большинство обломков смещены по отношению друг к другу незначительно. Микроскопическое изучение показало, что обломки сложены пелитоморфным кальцитом с примесью волокнистых агрегатов гидрослюды и единичными остатками мшанок и брахиопод. Края некоторых обломков нерезкие, что обусловлено, по-видимому, замещением тонкокарбонатного материала при перекристаллизации породы. Ширина трещинок колеблется в пределах 0,01—3 мм. К местам скопления глинистых частиц приурочены выделения кристаллов доломита. Залегают брекчии среди платформенных известняков в виде прослоев мощностью 2—5 см, реже 8—10 см в низах венлокского яруса на территории Южно-Пясинской площади. В других разрезах они нами не наблюдались. Граница брекчиевых прослоев с подстилающими их породами постепенная — за счет уменьшения количества трещин известняковые брекчии переходят в пелитоморфные известняки. Верхняя же граница неровная, резкая. Вероятнее всего, брекчии возникли при растрескивании известкового осадка в периоды временного осушения бассейна.

б) *Конгломераты, конгломерато-гравелиты и гравелиты* состоят из галек и гравия известняковых пород и цементируются известняковым материалом. Отличаются они лишь размерами обломочных компонентов. Форма обломков овальная, удлиненно-овальная, реже эллипсоидальная или неправильная. Размеры их варьируют в пределах 0,1—7 см. Обломки гравийные, как правило, располагаются беспорядочно, гальки же длинной осью ориентированы параллельно слоистости или под небольшими углами и наклонены в сторону простираения пород. Сложены они различными по составу известняковыми породами: известняками пелитоморфными с включениями окисленного пирита, известняками тонкозернистыми, известняками органогенными (биоморфными детритовыми), известняками комковатыми, известняками сгустковыми, известняками доломитовыми глинистыми, известняками сферолитовыми. Цемент пород поровый, участками базальный. Цементирующую массу составляют: пелитоморфный кальцит с примесью ромбоэдров и глинистого материала, с редкими органическими остатками; неравномерно перекристаллизованный кальцит (от тонко- до крупнозернистого) с примесью органогенного детрита; кальцит разноморфный с примесью доломита. На отдельных участках наблюдается кристификационный кальцитовый цемент. Иногда цементирующего вещества так много, что порода может быть названа пелитоморфным глинистым или детритовым известняком, содержащим известковые гальки и гравий. Мощности конгломератов, конгломерато-гравелитов и гравелитов варьируют в пределах от 1 до 20 см. Редко, например, в разрезе по р. Левому Омнутаху, встречаются прослой мощностью около 50 см, а по р. Моркоке даже до 1,0 м. Контакты этого типа пород с подстилающими сравнительно ровные, а с перекрывающими чаще нечеткие, постепенные. Среди обломков, как правило, отсутствуют петрографические типы подстилающих пород. Распространены конгломераты и гравелиты в основании ландовери (р. Моркока) в верхних горизонтах ландовери (р. Кулюмбе, Южно-Пясинская площадь), в верхней части венлокского яруса (рр. Курейка и Имангда) и в нижнем лудловском ярусе на р. Имангде. К ним же приурочены прослой внутриформационных конгломератов, которые залегают со следами явных разрывов на подстилающих их породах и состоят, в отличие от описанных выше, из галек подстилающих пород, распределенных в цементирующей массе хаотично. Такие прослой внутриформационных конгломератов мощностью в 5—10 см встречены в разрезах по рр. Левому Омнутаху и Курейке.

Возникли описанные породы в море за счет разрушения выходящих на дневную поверхность накопленных ранее отложений.

в) *Песчаники известняковые*. Пользуются органогенным распространением. Встречены они были только в нижней части венлокского разреза на р. Курейке. Залегают песчаники внутри пачки кораллово-строматопоровых и водорослевых известняков в виде более или менее прерывистых прослоев и линз мощностью от 1,5 до 2 см, редко до 20 см. Кроме того имеется один прослой серого и темно-серого, мелко- и крупнозернистого массивного известнякового песчаника мощностью 2 м. Контакты прослоя с вмещающими породами довольно резкие. Форма слагающих песчаник зерен округлая, размеры 0,2—1 мм. Цемент разноструктурный. В песчаниках, слагающих двухметровый слой, цемент поровый, по составу кальцитовый тонко- и среднезернистый. В породах встречены редкие цельные раковинки гастропод и единичные обломки брахиопод, обросшие иногда кристификационными оторочками. В отдельных случаях цемент базальный, представленный тонко- и среднезернистым кальцитом. Ввиду частичной перекристаллизации цемента контуры некоторых обломочных зерен нечеткие, так как краевые части их также подверглись растворению и перекристаллизации. Здесь же встречаются редкие ромбоэдры доломита размером до 0,5 мм. Образование

известняковых песчаников можно объяснить сильным движением воды в пребрежной зоне, где происходило дробление и обработка обломков, поступающих с островов при временных осушениях дна бассейна.

2. Известняки органогенные представлены биоморфными, обломочно-детритовыми и стужковыми разновидностями. Среди биоморфных выделяются поли- и монодетритовые.

а) *Известняки биоморфные.* Кораллово-строматопоровые и водорослевые известняки являются весьма характерными образованиями средней части венлокского яруса, где образуют пачки в несколько десятков метров. Очень редко (р. Моркока) водорослевые известняки отмечены в ландоверийских отложениях.

Кораллово-строматопоровые известняки серые, светло-серые и темно-серые, иногда буроватые породы, содержащие многочисленные конкреции хальцедона размером до 15—20 см по длинной оси. Водорослевые биогермы достигают 3 м в диаметре, а размеры строматолитов не превышают 15—20 см. Сложены биогермы крипто- и микрозернистым кальцитом с редкими ромбоэдрами доломита. Под микроскопом обнаруживаются каналцы, выполненные тонко- и микрозернистым кальцитом. Часто наблюдаются плоскости нарастания водорослевых слоевищ. Внутреннее строение строматолитов удается наблюдать лишь в единичных случаях. При этом видно корковидное чередование массивного микрозернистого известняка толщиной 1—2 мм с сохранившимися каналцами водорослевого происхождения, выполненными тонкими кристалликами кальцита. Поверхности раздела чередуются сутурами с развитыми по ним гидроокислами железа. Чаще же строматолиты перекристаллизованы и сложены удлиненными, реже неправильными кристаллами кальцита, заполняющими септы. Размеры кристаллов около 2—2,5 мм. В ряде случаев породы сильно перекристаллизованы и не сохраняют внутреннего рисунка. Внутренние части строматолитов выполнены лапчатыми зернами кальцита, наряду с которыми часто встречаются аутигенный хальцедон и мелкокристаллический кварц. Цементирующая масса представлена разнозернистым кальцитом, но в отдельных участках обнаруживается первичная пелитоморфная структура цемента.

Онколитовые известняки наблюдаются лишь в верхних горизонтах венлокского яруса на р. Левом Омнутах. Образованы они разнообразными по облику постройками сине-зеленых водорослей. Макроскопически это серые и темно-серые массивные породы, залегающие в виде слоев с максимальной мощностью до 0,4 м.

Встречаются две разновидности онколитовых известняков. Первая разновидность онколитов имеет трубчатую форму и размеры индивидов от 2,5 до 3 см. Сложены они микрозернистым кальцитом со следами нитевидных каналцев водорослевого происхождения, выполненных тонкозернистым кальцитом. По плоскости роста онколитов и раздела между индивидами наблюдаются сутуры. Цементируются онколиты мелко- и среднезернистым кальцитом с примесью (до 10%) доломита. На участках развития доломита структура породы близка к мозаичной.

Второй тип онколитового известняка характеризуется овальной или удлиненно-овальной формой водорослевых образований. Размеры последних не превышают 1,5 см. Сложены онколиты микрозернистым кальцитом. Как и в предыдущем случае, в породе видны нитевидные следы водорослевых каналцев, выполненных тонкозернистым кальцитом. Этапы роста онколитов подчеркиваются сутурами. Цементируются онколиты пелитоморфным кальцитом с примесью (до 5—7%) ромбоэдров доломита. Размеры последних достигают 0,2 мм.

б) *Известняки детритово-биоморфные* пользуются широким распространением в отложениях ландоверийского и венлокского ярусов на всей территории изученных районов Сибирской платформы. Это серые, свет-

ло- и темно-серые, массивные, разнотернистые породы. Встречаются они в виде линз и прослоев размером от 1 до 15—20 см, залегающих в зелено-серых мергелях ландовери. Кроме того выдержанные прослои их мощностью 0,3—3 м наблюдаются в отложениях венлокского яруса во всех описываемых разрезах. Контакты с вмещающими породами четкие, резкие. Основной составной частью этих известняков являются обломки и целые формы скелетов морских беспозвоночных. Здесь встречены брахиоподы, мшанки, криноидеи, трилобиты и остракоды, составляющие 60—80% породы. Обломки имеют размеры от 0,07 до 15 мм, реже до 2—3 мм. Целые формы достигают первых единиц сантиметров. В зависимости от размеров обломков выделяются крупнодетритовые (более 1 мм), мелкодетритовые (0,1—1 мм) и шламовые (менее 0,1 мм) известняки. Преобладающее положение в описываемых разрезах занимают крупно- и мелкодетритовые разновидности. Имеет место следующая закономерность: породы с горизонтальнослоистыми текстурами характеризуются в основном сортированным детритом со следами взмучивания осадка, содержат смешанный детрит (крупный, мелкий и шламовый), причем неравномерное распределение его придает породе пятнистый облик. В известняках последнего типа отмечается некоторая примесь тонкодисперсного глинистого материала.

Вперемежку с детритом или отдельно в известняках встречаются хорошо сохранившиеся остатки мшанок, криноидей, брахиопод и остракод. По преобладанию тех или иных организмов нами выделяются: остракодово-полидетритовые, криноидно-полидетритовые, кораллово-полидетритовые и брахиоподово-полидетритовые известняки. При этом брахиоподовые, коралловые, отчасти остракодовые известняки приурочены к ландоверийским образованиям, а остальная часть остракодовых и криноидные известняки встречаются преимущественно в венлокском и лудловском ярусах.

Детрит неравномерно перекристаллизован. Остатки пелеципод и гастропод в большинстве случаев нацело замещены мелкозернистым кальцитом. Реже перекристаллизация наблюдается у других групп организмов, особенно мало затронуты ею остатки иглокожих и криноидей. Цемент пород кальцитовый пелитоморфный, местами мелкозернистый, а в случае перекристаллизации — крупнозернистый. В не затронутых перекристаллизацией частях пород изредка наблюдается небольшая (3—5%) примесь доломита, образующего ромбоэдри величиной 0,1—0,2 мм. Здесь же рассеян микрозернистый пирит. Содержание цемента в породе составляет 10—40%. Цемент неравномерно обогащен глинистым материалом, представленным тонкодисперсной гидрослюдиистой массой или субпараллельными и волокнистыми агрегатами того же состава. В единичных случаях зафиксирована примесь хлорита. Текстуры пород микрослоистые, иногда флюидальные. Последние обусловлены расположением органических остатков. В цементе наблюдаются многочисленные сутуры, на поверхностях которых развито глинистое вещество.

в) *Известняки обломочно-детритовые.* Наибольшим распространением породы этого типа пользуются в венлокских и нижнелудловских отложениях в разрезах по рр. Левому Омнутаху, Имангде и Курейке, где они присутствуют в виде маломощных (1,5—15 см) прослоев. В остальных разрезах рассматриваемой территории на этих стратиграфических уровнях обломочно-детритовые известняки встречаются значительно реже (единичные прослои). Макроскопически это серые и желто-серые разнотернистые массивные породы. Обломочный материал составляет 15—30% породы и сложен округлыми и овальными гальками и гравием пелитоморфных, пелитоморфно-детритовых, реже полидетритовых глинистых известняков. В большинстве случаев обломки беспорядочно рас-

сеяны среди детритовой массы, реже ориентированы по слоистости. На участках, где сохранился первичный цемент, контуры обломков четкие. Цемент пород разнозернистый, неравномерно перекристаллизованный. В результате перекристаллизации образуются лапчатовидные выделения кальцита размером 0,5—0,6 мм. Перекристаллизованы и органические остатки — остракоды, брахиоподы, трилобиты, реже криноиды и только иглокожие сохраняют свой первичный облик. На отдельных участках цемент и органические остатки настолько перекристаллизованы, что под микроскопом при скрещенных николях наблюдается только мозаика лапчатых зерен кальцита. В цементе неравномерно в виде пятен развиваются тонкозернистый доломит ромбоэдрической формы. Размеры пятен не превышают 1 мм. Здесь же встречаются мелкие кристаллики частично окисленного пирита.

Приведенная выше характеристика органогенных известняков показывает, что на описываемой территории они представлены довольно разнообразно. Органогенные породы тяготеют к периферийным мелководным частям бассейна, характеризовавшимся наиболее благоприятными жизненными условиями, — обилием света и питательных веществ. Несколько отличными были условия образования водорослевых известняков. Формирование их происходило также в мелководных, но удаленных от волноприбойной зоны частях бассейна, характеризующихся более спокойной гидродинамической обстановкой.

г) *Известняки сгустковые* имеют ограниченное распространение. Маломощные (до 2 см) прослои их встречены среди пелитоморфных и микрозернистых известняков в нижнелудловском ярусе левоомнутахского разреза. Основную массу породы слагают комочки-сгустки размером от 0,05 до 2 см. Сложены они пелитоморфным или микрозернистым кальцитом. Контакты четкие и расплывчатые. Цементируются они различным материалом. Чаще всего роль цемента выполняет тонко- и среднезернистый кальцит, в единичных случаях сгустки как бы обволакиваются глинистым сильно обохренным за счет окисления пирита пелитоморфным кальцитом, образуя флюидальную текстуру. В цементе часто рассеяны ромбоэдры доломита размером до 0,1 мм. Генезис этих образований не совсем ясен. Возможно, они возникли в результате распада органических остатков и замещения последних кристаллами кальцита.

3. Известняки хемогенные широко распространены в силурийских отложениях. Выделены пелитоморфные, микрозернистые и сферолитово-оолитовые и оолитовые разновидности.

а) *Известняки пелитоморфные и микрозернистые*. По внешнему виду это серые, темно-серые и зелено-серые плотные породы, основная масса которых сложена крипто- и мелкозернистым кальцитом. В чистых разностях структура близка к мозаичной. Содержание кальцита и нерастворимого остатка в них составляет соответственно 88—95 и 5—12%. Глинистый материал представлен тонкодисперсной или волокнистой гидрослюдой. Изредка наблюдается примесь хлорита, которая или рассеяна в породе, или концентрируется в виде слоек (0,2—0,3 мм), подчеркивающих общую слоистость. Здесь же обычно наблюдаются выделения гидроокислов железа. Встречаются редкие рассеянные органические остатки — брахиоподы, иглокожие, остракоды, трилобиты. Иногда они располагаются в виде скоплений, подчеркивающих рисунок текстур взмучивания. Чистые по составу породы часто неравномерно перекристаллизованы. Участки перекристаллизации приурочены обычно или к скоплениям крупного детрита, или к трещиноватым зонам. В количестве 5—8% в породах присутствует примесь доломита, образующего ромбоэдры размером до 0,1 мм. В виде незначительной примеси (1—3%) отмечается иногда присутствие терригенного кварца, зерна которого достигают 0,03—0,06 мм. Хемогенные известняки встречаются по всему

разрезу силура. На р. Кулумбе в верхнеландоверийских, венлокских и нижнелудловских отложениях они составляют основной объем пород. В венлокском и нижнелудловском ярусах остальных разрезов они постоянно отмечаются в виде прослоев мощностью в 0,5—5 м, а мергели ландоверийских отложений сопровождаются прослойками (1—20 см) и линзами хемогенных известняков. Образование рассматриваемых пород происходило только на участках, характеризующихся спокойным гидродинамическим режимом (тихие участки прибрежной зоны, относительно глубоководные периферийные и внутренние части бассейна).

б) *Известняки сферолитово-оолитовые и оолитовые.* Изредка с примесью известнякового обломочного материала эти известняки встречены в единичных маломощных (0,4—0,5 м) прослоях в нижней части венлокского яруса на р. Имангде, в верхних горизонтах венлока на р. Курейке и в нижнем лудлове в долине р. Левый Омнутах. Породы серые массивные, сложенные сферолитово-оолитовыми образованиями размером 0,5—1,5 мм в диаметре. Центральные части оолитов почти всегда представлены алевритовой размерности обломками пелитоморфного известняка. Большая часть оолитов имеет одну зону обрастания, реже встречаются двух- и трехзонные. Строение оолитов различное. Одни из них построены концентрически-зонально, другие представляют собой одновременно концентрически-зонально и радиально-лучистые сферолитовые образования, третьи имеют только радиально-лучистое строение. Отдельные оолиты иногда попарно обрастают концентрически-зональной каемкой кальцита. Цемент известняков поровый, по составу кальцитовый, неравномерно перекристаллизованный в средне-крупнозернистый. Лишь на отдельных участках сохраняется его первичный пелитоморфный облик. В поле цемента рассеяны или концентрируются пятнами ромбоэдры доломита размером до 0,2 мм. Обломочный известняковый материал имеет песчаную и гравийную размерность. Сложен он пелитоморфным кальцитом. Форма обломков округлая и полуокруглая. Ориентировки никакой не наблюдается.

Все встреченные разности оолитов и сферолитово-оолитовых известняков характеризуют прибрежную мелководную полосу силурийского моря.

4. Среди доломитовых известняков могут быть выделены органогенные и хемогенные.

а) *Органогенные доломитовые известняки* представлены кораллово-строматопоровыми, водорослевыми и полидетритовыми разностями, сложенными разнородной массивной, иногда пористой каверзной массой серого, темно-серого и буровато-серого цвета. Каверны частично выполнены крупнозернистым кальцитом. Здесь же наблюдаются многочисленные конкреции халцедона, иногда перекристаллизованного в кварц. Размеры конкреций до 10—20 см в поперечнике. Под микроскопом установлено, что водорослевые образования сложены микрозернистым кальцитом с примесью микрозернистого доломита. В породе наблюдается четкая волнистая микрослоистость. Контакты водорослевых образований с вмещающими породами нечеткие, в большинстве случаев расплывчатые. Основная масса представлена разнородным кальцитом и доломитом. Участками это пелитоморфный кальцит с примесью глинистого материала и редкими, выполненными микрозернистым кальцитом, остатками караллов, брахиопод, криноидей. Для этих участков характерны волнистые и флюидальные текстуры. В большинстве случаев основная масса пород сложена перекристаллизованным средне- и крупнозернистым кальцитом и доломитом с перекристаллизованными и плохо сохранившимися остатками фауны. Кальцит в виде изометричных и неправильных ромбоэдрических зерен образует мозаику. Распределение кальцита и доломита неравномерное, пятнистое. Различная степень

перекристаллизации породы обусловлена наличием обломочного известнякового материала, создающего неоднородную массу. Цемент, являющийся веществом менее глинистым, перекристаллизован до тонко-мелкозернистого. Контуры обломков подчеркнуты тончайшей корочкой глинистого материала, которая слабо улавливается среди перекристаллизованной доломитово-кальцитовой массы. Многочисленные трещинки выполнены тонкозернистым кальцитом. Здесь же отмечены линзовидные образования халцедона размером от 0,1 до 3—5 мм, ориентированные по слонности. По периферии халцедон перекристаллизован в кварц. Кристаллы последнего имеют идиоморфные очертания. Единичные остатки брахиопод также иногда выполнены халцедоном и кварцем. В других органических остатках это явление не наблюдалось.

Кораллово-строматопоровые и водорослевые известняки слагают среднюю пачку венлокского яруса во всех разрезах, за исключением кудюбинского. Контакты ее с подстилающими и перекрывающими отложениями резкие, четкие, горизонтальные и волнистые. Породы возникли в мелководном бассейне на фоне медленного прогибания дна. По-видимому, в осаждении доломита в период формирования этих известняков значительную роль играли многочисленные организмы, поскольку в перекристаллизованных известняках доломит приурочен к водорослевым образованиям и к участкам скопления органических остатков.

Крупнодетритовые доломитовые известняки окрашены в серый и темно-серый цвета и состоят из трех компонентов: обломков органических остатков, неорганического кальцита и доломита.

Среди организмов обнаружены брахиоподы и острокоды размером 2—3 мм. Кальцит представлен пелитоморфной разновидью. Лишь в местах скопления фауны можно наблюдать более крупные его кристаллы (до 0,1 мм). Доломит в породе распределен неравномерно. Большая часть приурочена к участкам пелитоморфного кальцита с примесью глинистого материала. Часть зерен построена зонально, причем центры образованы кальцитом. Замещение доломитом органических остатков не наблюдалось. Содержание доломита в породе непостоянно и меняется в пределах 5—30%.

Крупнодетритовые доломитовые известняки встречаются в виде единичных прослоев мощностью до 2 м в верхней части ландоверийского яруса в бассейне р. Имангды. В венлокском ярусе они встречаются на р. Имангде, в долине р. Левого Омнутаха и на территории Южно-Пясинской площади. В последнем районе зафиксированы наиболее мощные слои (2,5—3 м). Границы с подстилающими и перекрывающими породами четкие, ровные.

б) *Известняки доломитовые хемогенные* встречаются в основном в нижней части лудловского яруса в виде прослоев мощностью около 2,5—5 м и очень редко (р. Моркока) в кровле ландоверийских отложений. Это пелитоморфные породы с примесью доломита (около 20%). Окрашены они в серые, желто-серые, реже темно-серые цвета. Породы массивные, изредка слоистые. Рассеянные среди кальцитовой массы кристаллы доломита образуют порфирибластовую или диспергентную структуры. Доломит иногда концентрируется пятнами или образует линзы размером 1—2 мм. Органические остатки в доломитах редки.

Доломитовые известняки являются седиментационно-диагенетическими образованиями. Во время осадконакопления кальцит и доломит распределялись равномерно. В ходе диагенеза доломит, перераспределяясь, образовывал неправильной формы участки и линзы. В местах вторичного распределения он замещает кальцит, создавая картину метасоматоза доломита по первичному известковому осадку (Страхов, 1956, 1958).

1. Доломиты хемогенные. По структурным признакам выделены только пелитоморфные и микрозернистые доломиты. Широко распространены в лудловском ярусе, особенно в верхней его части. В разрезе по р. Моркоке встречены также в нижней части венлокского яруса. Это массивные и слоистые породы желто-серого, серого и темно-серого цвета. Структура пелитоморфная, реже тонко- и микрозернистая, сложены они изометричными и ромбоэдрическими зернами. Текстура часто мозаичная. Глинистый материал концентрируется либо в виде прерывистых слоев мощностью до 0,01 мм, либо располагается по контактам доломитовых зерен. Представлен он в равной степени как тонкодисперсным веществом, так и волокнистой и чешуйчатой гидрослюдой. В породах очень редко встречаются остатки гастропод и остракод. В доломитах верхней части лудловского яруса присутствуют гипс и ангидрит в виде тонких линзочек, слоев и пластов. Последние достигают мощности до 2,5—3 м. Кроме того гипс залечивает трещины. В доломитах наблюдаются также включения кристаллов целестина. Породы выдержаны по площади и являются хемогенными седиментационными образованиями, сформированными в мелководной прибрежной части регрессирующего моря, режим которого был близок к лагунному.

2. Доломиты хемогенные известковые пользуются ограниченным распространением. Встречены они в верхнем лудлове и в верхней части венлока в разрезах Южно-Пясинской площади и в долине р. Кулюмбе. Это темно-серые, серые и желто-серые массивные мелкозернистые породы, состоящие из ромбоэдрических кристаллов доломита размером до 0,01 мм. Мощности слоев от 0,5 до 3,5 м. При диагностическом окрашивании в породе были обнаружены участки, выполненные пелитоморфным кальцитом, содержание которого по данным термического анализа колеблется от 3 до 16%.

Терригенно-карбонатные породы

В этой группе пород выделяются: 1. Алевритовые известняки и доломиты. 2. Глинистые известняки и доломиты. 3. Мергели.

1. Алевритовые известняки и доломиты обнаружены только в средней части венлока и в низах лудлова в кулюмбинском разрезе, где они формируют слои мощностью в 7—10 м и характеризуют прибрежную зону бассейна осадконакопления.

Породы серые, желто-серые, массивные, в редких случаях слоистые. Терригенный материал в количестве 15—30% рассеян в породе довольно равномерно. Сортировка его отсутствует. Зерна представлены угловатыми обломками кварца, полевых шпатов (калиевые полевые шпаты, редко плагиоклазы). В породах из верхней части венлокского яруса наблюдаются обломки слюд. Размеры зерен колеблются от 0,01 до 0,1 мм. Изредка отмечаются маломощные (до 0,2 мм) слои алевролитов, появление которых обусловлено более сильным обогащением осадка терригенным материалом. Цемент в них представлен обычно перекристаллизованным мелко-крупнозернистым доломитом или кальцитом. Первичный цемент (микрозернистый) встречается, как правило, в редких случаях.

2. Глинистые известняки и доломиты встречаются по всему силуру во всех описанных разрезах в виде маломощных прослоев. Это пелитоморфные, тонкослоистые породы серого и зеленовато-серого цвета. Основная масса их сложена пелитоморфным и микрозернистым кальцитом и глинистым материалом. Последний различен по составу и формам выделения. Чаще это тонкодисперсный гидрослюдястый материал, рассеянный среди карбонатной массы или концентрирующий-

ся в виде слоек мощностью до 1 мм. В других случаях это волокнистая гидрослюда и чешуйчатый хлорит. Однако последний встречается очень редко. В породе рассеяны детритовые остатки брахиопод, остракод, пелиципод и гастропод. Часты выделения микрозернистого пирита.

3. Мергели имеют широкое как возрастное, так и площадное распространение. Во всех изученных разрезах они слагают основную часть ландоверийских образований и в виде маломощных прослоев встречаются в венлоке. Кроме того, в разрезах Мойеро, южнопясинском, имангдинском прослой мергелей и доломитовых мергелей установлены в лудловском ярусе. Макроскопически это в основном зеленовато-серые, реже серые пелитоморфные породы, тонкослоистые до листоватых. Сложены они карбонатно-глинистой массой. Содержание карбонатов по данным термического анализа составляет 30—50%. Изредка в пелитоморфной и микрозернистой кальцитовой массе наблюдаются рассеянные ромбэдры доломита размером до 0,03 мм. Глинистый материал в основном представлен волокнистыми, спутанно-волокнистыми и субпараллельными агрегатами гидрослуды. В единичных случаях отмечается чешуйчатый хлорит или тонкодисперсное глинистое вещество. Часто встречается рассеянный или образующий скопления микрозернистый пирит. К последним приурочены потеки гидроокислов железа. Текстуры пород слоистые и микрослоистые. В мергелях ландовери и венлока встречаются органические остатки в виде детрита и целых раковин. Для этого же стратиграфического интервала характерны линзовидные включения глинистого мергеля и пелитоморфного известняка, обуславливающие комковато-узловатую текстуру пород. Мергели сопровождаются тонкими (0,1—0,5 см) прослойками микрозернистых известняков.

Формирование описываемых пород происходило в краевой, частично в умеренно-глубоководной зонах силурийского бассейна.

Терригенные породы

Терригенные породы в силуре распространены незначительно.

В бассейне нижнего течения р. Подкаменной Тунгуски О. И. Никифоровой (Никифорова, Андреева, 1961), а позднее Е. П. Марковым (1968) описаны в основании ландоверийского яруса конгломераты и песчаники кварцевого состава, перекрывающиеся аргиллитами и известняками. Мощность терригенной пачки составляет 8—10 м. Происхождение рассматриваемых отложений Е. П. Марков рассматривает как результат перемыва продуктов коры выветривания, формирование которой происходило в предсилурийское время.

Наиболее широко распространены в силурийских отложениях аргиллиты, получившие литологически неправильное наименование граптолитовые сланцы.

Под граптолитовыми сланцами подразумеваются аргиллиты и известковые аргиллиты, а часто и мергели, содержащие остатки граптолитов. Эти весьма характерные отложения легко опознаются в любом разрезе и характеризуют нижнюю часть ландоверийских отложений.

Наиболее мощная пачка граптолитовых сланцев отмечена в разрезах силура на северо-западной окраине Тунгусской синеклизы. Мощность их здесь изменяется от 20 м на р. Курейке до 111 м на р. Имангде (на р. Имангде аргиллиты переслаиваются с мергелями, что увеличивает мощность пачки). Стратиграфически выше аргиллиты встречаются в виде отдельных прослоев мощностью от 0,3 до 1,5—2 м и только в разрезе по Левому Омнутаху в верхних горизонтах ландоверийского яруса отмечена пачка аргиллитов мощностью в 30 м.

В разрезах остальных территорий рассматриваемые отложения встречаются меньше (мощность граптолитовых сланцев по р. Мойеро

составляет 10 м; маломощные прослои отмечены также по р. Подкаменной Тунгуске).

Основной составляющей частью рассматриваемых пород является глинистый материал, представленный волокнистой, часто оптически однонаправленной гидрослюдой. Лишь в единичных случаях встречена незначительная примесь тонкочешуйчатого хлорита.

Карбонатный материал содержится в количестве 12—20%. Это пелитоморфный и микрозернистый кальцит иногда с примесью (1—5%) ромбоэдров доломита размером до 0,01 мм. Распределение кальцита неравномерное. Иногда это рассеянный материал, в других случаях он концентрируется в виде маломощных (0,5—1,5 мм) слоев, реже наблюдаются скопления его в виде пятен. В породе обычно присутствует микрозернистый пирит. К местам его скопления приурочены потоки гидроокислов железа. Изредка в виде неправильной формы скоплений встречается битая ракуша, в значительной мере замещенная тонкозернистым кальцитом. В обломках определены остракоды и брахиоподы. В отдельных образцах установлена примесь мелкоалевритовых полууголоватых зерен кварца, составляющих 5—7% породы. Для аргиллитов нижней части ландовери характерны многочисленные остатки граптолитов.

Вопрос о происхождении граптолитовых сланцев к настоящему времени не может считаться решенным, и к нему мы еще раз специально вернемся ниже. Здесь отметим лишь, что, по-видимому, в составе граптолитовых сланцев известную роль играют измененный пепловый материал, но данных пока недостаточно для однозначного решения.

Сульфатные породы

В силурийских отложениях из сульфатов встречены гипс, ангидрит и целестин.

Гипс и ангидрит

Гипс и ангидрит широко развиты в отложениях верхнего лудлова, а в более нижних горизонтах силура, если они и встречаются, то только в виде эпигенетических выделений по трещинам и пустотам.

В доломитах верхнего лудловского яруса гипс и ангидрит присутствуют в различных соотношениях. Ангидрит серый, светло-серый, тонкокристаллический наблюдается в виде слоя (0,2—2,5 м), содержащего его тонкие слои (0,1—1 см) доломита микрозернистого или глинистого вещества: гнезд и линз в микрозернистых доломитах; тонко переслаивающихся (0,5—1 см) ангидрита, доломита и доломитового мергеля. Гипс встречается в виде прослоек (0,1—4 см) и гнезд. Он имеет белый цвет и образует тонкокристаллические и волокнистые агрегаты.

Прослои гипсов и ангидритов являются образованиями седиментационными, а гнезда и линзы — седиментационно-диагенетическими. Наряду с ними присутствуют гипсы явно диагенетического происхождения, обусловленного гидратацией ангидрита. В этом случае наблюдается сильная трещиноватость и дробленность доломитовых и мергельных пород. Гипс здесь встречается в виде лучистых агрегатов и микрозернистой чешуйчатой массы. Здесь же изредка отмечаются агрегаты ангидрита. Трещинки, выполненные эпигенетическим селинитом, имеют толщину от 0,01 до 20—30 мм.

Целестиновые породы

Палеозойские, в том числе и силурийские отложения Сибирской платформы в отдельных горизонтах резко обогащены целестином (Бга-

тов, 1966). В средней части венлокского яруса по р. Кулюмбе отмечена пачка мощностью в 7 м, сложенная известковыми доломитами с целестином и целестиновые породы. Это серые или желтовато-серые породы с микро-, тонко- и среднезернистой структурой, состоящие из кальцита, доломита и целестина в различных соотношениях. В некоторых случаях целестин является основным породообразующим компонентом. Содержание стронция, как показали анализы, в отдельных прослойках (мощностью в 0,2—0,4 мм) составляют более 10%. В соответствии с классификацией Л. В. Пустовалова (1940) указанные породы следует называть целестинолитами. Отметим, что ниже- и верхнелудловские отложения в целом характеризуются высокой концентрацией в них целестина.

В результате эпигенетических перегруппировок рассеянный целестин концентрируется иногда в виде крупных секреций и линз. В лудловских доломитовых известняках курейского разреза отмечены многочисленные секреции и линзы размером до 30 см, выполненные крупными (до 3 см) голубовато-серыми и голубыми кристаллами целестина. Такие тела встречаются через каждые 1—3 м по простиранию слоя. Нередко эпигенетические выделения целестина в виде хорошо образованных кристалликов отмечаются в водорослевых образованиях.

Формирование целестиновых пород происходило в условиях регрессирующего бассейна. Садка целестина, как известно (Виноградов, Боровик-Романова, 1945; Страхов, Борнеман-Старынкевич, 1946; Катченков, 1959), происходит на рубеже смены карбонатного осадконакопления сульфатным.

Кремнистые породы

Кремнистые породы в силурийских отложениях приурочены к средней части венлокского яруса. Они обнаруживаются в форме линзовидных (конкреционных) образований в кораллово-строматопоровых и водорослевых известняках. Размеры линз составляют 1—5×2—20 см. Ориентированы линзы по слоистости. Распределение их в породах неравномерное. В разрезе по р. Курейке кремни были встречены в виде прослоев, приуроченных к нижней части кораллово-строматопоровых и водорослевых известняков. В нижней части этого горизонта наблюдается восемь выдержанных прослоев (2—5 см) кремней с интервалами между ними от 0,3 до 0,5 м. При микроскопическом описании видно, что кремнистая масса сложена халцедоном, часто перекристаллизованным в кварц, кристаллы которого имеют неправильные и идиоморфные очертания. Размеры кристалликов кварца 0,04—0,4 мм. В них наблюдаются обильные включения пелитоморфного кальцита. Контакты халцедоновых линз с вмещающими их породами расплывчатые. Каких-либо фаунистических остатков в кремнях обнаружено не было.

Образование кремнистых пород автор вслед за А. Д. Архангельским (1954), Л. В. Пустоваловым (1940, 1956), С. Г. Вишняковым (1953), Ю. П. Казанским и др. (1965) и другими исследователями рассматривает как результат химической садки кремнезема, поступавшего в морской бассейн из коры выветривания окружающей его суши. Конкреционные кремни — образования диагенетические, возникшие в результате стяжений в породе тонкорассеянного аморфного кремнезема.

В заключение необходимо отметить, что в породах силурийской системы, особенно в тонкозернистых доломитах и доломитовых известняках, а также в флюоритоносных доломитах иногда отмечаются фигурные обломки кварца, таблитчатые кристаллики полевых шпатов и хлоритизированные частички вулканического стекла, указывающие на при-

месь в породах пеплового материала. Такие породы были встречены в позднеордовикских и лудловских образованиях. Более подробно описание примеси пеплового материала будет дано ниже, при характеристике полезных ископаемых.

Гранулометрическая и минералогическая характеристика

Как уже указывалось, силурийские отложения, по сравнению с ордовикскими, сильнее размыты и хуже обнажены. Поэтому данных об их вещественном составе меньше. Наиболее полные материалы получены по разрезам северо-западной окраины Тунгусской синеклизы, отчасти по восточной и только отрывочные сведения по остальным районам.

Результаты анализов пород всех разрезов силура показывают, что основной объем их составляет растворимая часть. Состоит она, как и в ордовикских отложениях, главным образом, из кальцита и доломита. В нерастворимом же остатке основными минералами являются минералы глин. Выход фракции $>0,01$ мм часто столь ничтожен, что объективно судить о минералогическом составе ее не представляется возможным, а во многих случаях породы практически не содержат песчано-алевритовой фракции. Рис. 29 демонстрирует механический состав отложений силура северо-западной окраины Тунгусской синеклизы.

Для любого из разрезов характерна одна закономерность. В пределах нижнего силура наиболее обогащены глинистой фракцией породы нижних горизонтов ландоверийского яруса. Вверх по разрезу примерно к средней части венлокского яруса повсеместно отмечается уменьшение роли в породах глинистой составляющей и, соответственно, увеличение роли растворимой части пород (во всех случаях это кальцит и доломит). Начиная от средних горизонтов венлока стратиграфически выше повсеместно наблюдается возрастание роли нерастворимого остатка. В лудловских отложениях, наряду с глинистой фракцией, изредка в очень незначительных количествах (обычно первые единицы процента) отмечаются обломки тонкоалевритовой размерности.

В соответствии с усредненными значениями (правая колонка рассматриваемого рисунка) содержание нерастворимого остатка в ландоверийских породах составляет 27—60%, уменьшаясь снизу вверх по разрезу. В венлокских, особенно в средневенлокских породах наблюдается минимальное содержание глинистой примеси, здесь во всех изученных разрезах наблюдаются известняки, свободные от терригенной примеси. Общее количество глинистой составляющей не превышает 5—10%. Выше по разрезу силура отмечается некоторое увеличение количества глинистой фракции в породах. Наибольшие содержания ее фиксируются в верхних горизонтах лудловских отложений (25%), а наименьшие (10%) — в нижнелудловских.

На восточной окраине Тунгусской синеклизы силурийские отложения детально исследованы только по разрезу р. Мойеро и частично (ландовери и низы венлока) по р. Моркоке.

График, построенный по результатам механических анализов для данной территории (рис. 30), показывает исключительное подобие его с аналогичным графиком, рассмотренным выше. Здесь так же, как и в предыдущем случае, наибольшее количество терригенной примеси в породах свойственно ландоверийским образованиям, а наименьшее — венлокским, особенно средневенлокским. Но в северо-западных разрезах в составе силурийских отложений отмечается несколько меньшее содержание терригенной примеси алевритовой размерности.

По усредненным данным количество нерастворимого остатка в составе ландоверийских отложений колеблется в пределах 15—30%, умень-

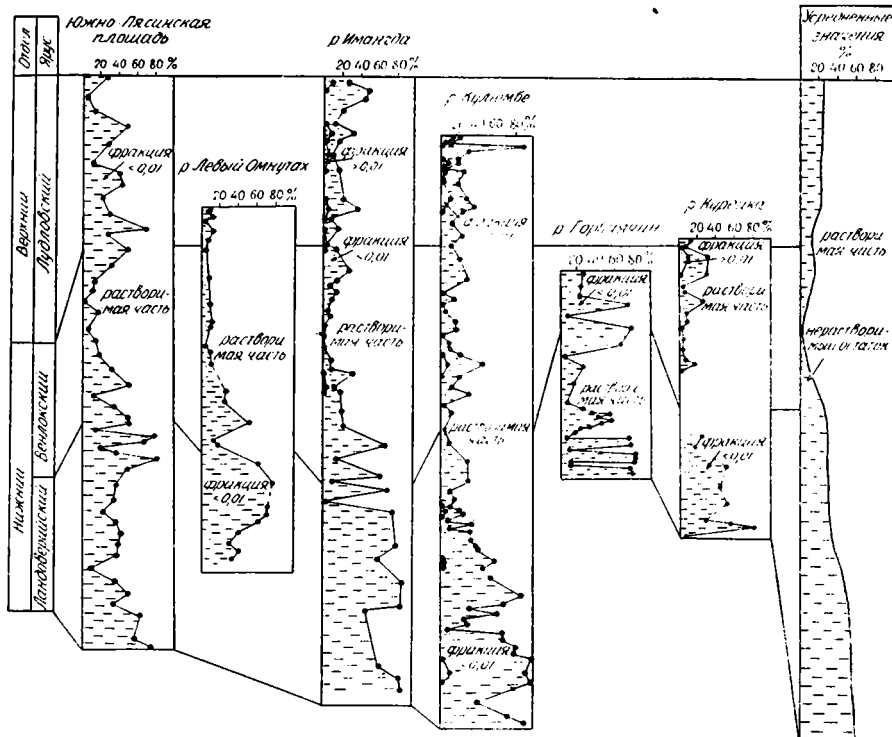


Рис. 29. Механический состав силурийских отложений северо-западной окраины Тунгусской синеклизы

шаясь снизу вверх по разрезу, в венлокских же породах — от 26 до 15% с минимумом в средней части яруса. Лудловские породы более обогащены терригенной примесью по сравнению с подстилающими их венлокскими образованиями. Здесь количество нерастворимого остатка составляет 12—20% в нижней части и 30—35% в верхней.

На остальных изученных территориях — юго-восточной и северо-восточной окраин Тунгусской синеклизы изучены только самые нижние горизонты пород силурийской системы — ландоверийский ярус или только его часть. Здесь нерастворимый остаток пород сложен в основном минералами глинистой фракции, а растворимая часть кальцитом.

Минералогический состав обломочных фракций в силурийских породах такой же, как и в ордовикских. Основными минералами являются кварц и полевые шпаты, изредка фиксируются единичные обломки кремнистых пород, слюды, фосфаты. Из аутигенных отмечаются кварц и кремни, в ряде горизонтов породы резко обогащены цеlestином, баритом, флюоритом. На долю остальных минералов приходится очень незначительный объем. Это в основном минералы тяжелой фракции.

Кварц встречается только в зернах алевритовой (обычно тонко-алевритовой) размерности. Характеристика его такова же, как и для ордовика. Можно лишь отметить, что обломки кварца с характерной глинисто-железистой рубашкой, как и в отложениях нижнего ордовика, отмечены в ландоверийских породах силура, где они составляют 50—90% от фракции. Выше по разрезу подобные зерна встречаются лишь в единичных случаях, и только изредка количество их достигает 5%.

Вторичный кварц в характерных для него формах выделения отмечен главным образом в нижней и средней частях ландоверийского, в

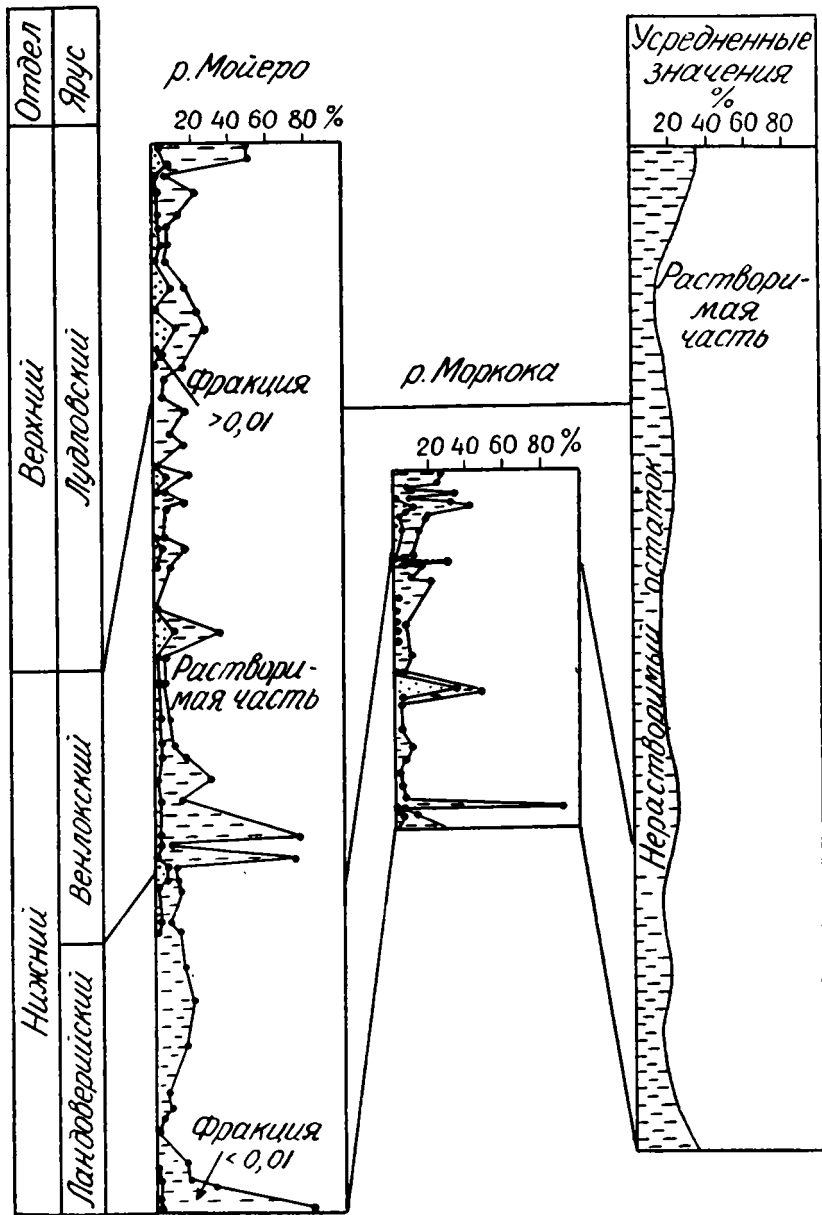


Рис. 30. Механический состав силурийских отложений восточной окраины Тунгусской синеклизы

средней и иногда верхней частях венлокского и в основании лудловского ярусов.

Полевые шпаты обломочные сложены калиевыми разностями и плагиоклазами. Общее содержание плагиоклазов в соответствующих фракциях силурийских пород низкое. Максимальные количества отмечены в отложениях ландовери и лудлова, где они варьируют в пределах от единичных знаков до 1—2%. В венлокских породах плагиоклазы крайне редки.

Вторичные полевые шпаты в виде идиоморфных кристаллов или

регенерационных каемок вокруг обломочных зерен встречаются в переходных слоях венлока и лудлова, а также в самых верхних горизонтах лудлова.

Слюды в описанных фракциях редки. Встречаются они главным образом в виде единичных знаков в лудловских отложениях.

Единичные зерна *фосфатов, глауконита и обломки кремнистых пород* отмечены в ландоверийских и лудловских отложениях.

Минералы тяжелых фракций изучены в разрезах рр. Левого Омнутаха, Курейки и Кулюмбе. В отложениях нижнего силура, также как и в ордовикских, основным минералом фракций остается аутигенный пирит. Содержание его изменяется в пределах 70—100%. В единичных случаях оно снижается до 50%. Вторыми по содержанию являются аутигенные целестин и барит. В низах разреза они встречаются в единичных зернах. Однако вверх по разрезу их содержание увеличивается до 5—10%, изредка до 20—25%. В единичных зернах встречаются лейкоксен и гематит. Терригенные минералы представлены рутилом, цирконом, сфеном, турмалином, гранатом, роговой обманкой, магнетитом, апатитом, хлоритом, диопсидом. Содержание их меняется в пределах: единичные зерна — первые проценты. Изредка оно увеличивается до 5—7%. Такие величины встречаются только в низах разреза. Здесь же наблюдается дистен в количестве, не превышающем долей процента. В средней части нижнего силура отдельные фракции сложены на 20—28% анатазом. В породах некоторых разрезов (рр. Кулюмбе, Курейка, Горбиячин) отмечаются моноклинные пироксены и магнетит. Иногда содержание их составляет от 30 до 60—70% фракции, уменьшаясь к верхним горизонтам нижнего силура до 7—5%.

Состав фракции верхнего силура меняется за счет изменения количественных соотношений между аутигенными минералами. Здесь содержание целестина и барита часто составляет 60—80%, в то время как количество пирита уменьшается до 10—30%. Лейкоксен встречается только в единичных знаках. Терригенные зерна сложены сфеном, диопсидом, авгитом, гранатом, цирконом, рутилом, анатазом, турмалином, роговой обманкой, дистеном, а внизу разреза и апатитом. Содержание их колеблется в пределах: единичные зерна — 1%, в редких случаях оно увеличивается до 5%.

В ряде горизонтов силурийских образований целестин и флюорит образуют резко повышенные концентрации в доломитах. Более подробная характеристика их приведена в разделе «Полезные ископаемые».

Минералогический состав легких обломочных фракций крупнее 0,01 мм в пределах изученных разрезов силура северо-западной окраины Тунгусской синеклизы показан на рис. 31. Следует отметить, что попытка провести послынный анализ во всех разрезах не увенчалась успехом, поскольку в большинстве случаев песчано-алевритовая фракция в породах отсутствует совсем. В силу сказанного минералогическая характеристика терригенных обломков в алевритовой фракции каждого конкретного разреза не обеспечена. Тем не менее некоторые суждения о закономерностях в распределении соотношений кварца и полевых шпатов можно высказать.

Судя по усредненным данным, обломки кварца являются в целом резко преобладающим компонентом в составе пород силурийской системы. Количество их в алевритовой фракции здесь колеблется в пределах 40—95%, уменьшаясь снизу вверх по разрезу. При этой общей тенденции наблюдаются отдельные стратиграфические уровни развития пород с резким преобладанием обломков кварца в соответствующей фракции и относительного увеличения обломков полевых шпатов. Если в ландоверийских отложениях количество кварцевых обломков составляет более 90%, то в осадках, характеризующих самые верхние горизонты ландовери и нижние горизонты венлока, количество обломков

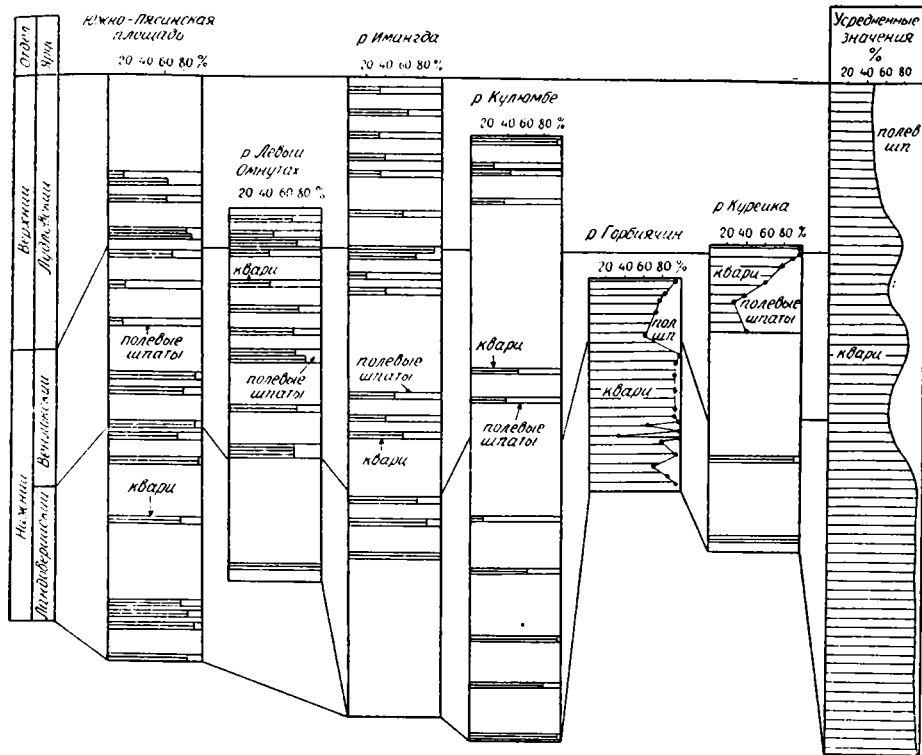


Рис. 31. Минералогический состав алевритовой фракции силурийских отложений северо-западной окраины Тунгусской синеклизы

кварца составляет всего 60—70%, а 30—40% приходится на долю полевых шпатов. Следующий уровень резкого увеличения кварцевых обломков (80%) соответствует средним горизонтам пород венлокского яруса. В породах верхнего венлока снова количество кварца уменьшается до 60—70%, что сопровождается соответственно увеличением роли полевых шпатов. Наконец, в пограничных горизонтах венлокских и лудловских отложений снова наблюдается резкое преобладание кварцевых обломков над полевыми шпатами. Лудловские же отложения повсеместно характеризуются преобладанием обломков полевых шпатов (более 50%).

Несколько иное соотношение кварца и полевых шпатов в обломочной части пород наблюдается в силурийских отложениях восточных разрезов (рис. 32). Здесь в ландоверийских отложениях количество обломков полевых шпатов несколько больше (20—40%), в остальной же части силура меньше по сравнению с одновозрастными образованиями на северо-западном склоне Тунгусской синеклизы. Тем не менее общая закономерность в распределении кварцевых обломков и полевых шпатов сохраняется. Так, относительный «кварцевый максимум» наблюдается в ландоверийских (за исключением самых верхних горизонтов) отложениях, где количество кварца составляет 60—80%, в средневенлокских образованиях (количество кварца около 90%) и в нижнелудловских (количество кварца более 90%). Соответственно относительные максимумы развития полевых шпатов наблюдаются на тех же стратиграфических уровнях, что и на рис. 31. Такими уровнями являются нижневенлокский, верхневенлокский, верхнелудловский.

Таким образом, кварц и полевые шпаты, составляющие основу терригенной фракции пород силура двух далеко расположенных друг от

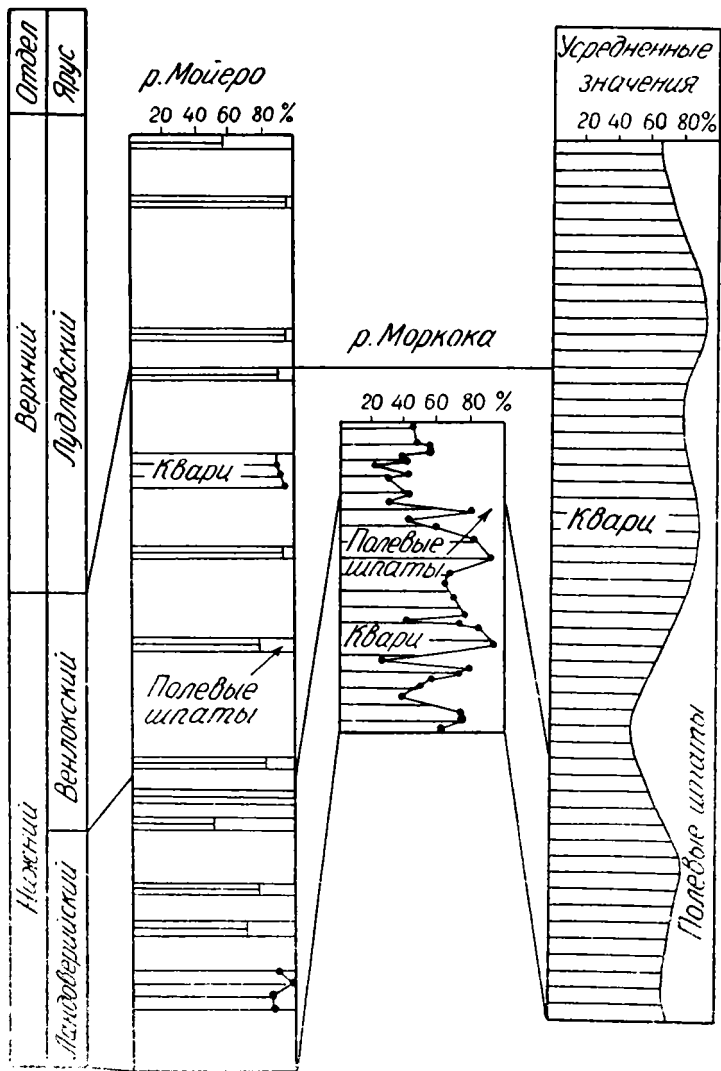


Рис. 32. Минералогический состав алеуритовой фракции силурийских отложений восточной окраины Тунгусской синеклизы

друга территорий, подчинены единой закономерности, которая выражается в том, что увеличение количества кварцевых обломков в составе алеуритовой фракции одной территории сопряжено с относительным увеличением роли кварца другой территории на тех же стратиграфических уровнях и, наоборот, увеличение роли полевых шпатов в породах определенных стратиграфических уровней сопровождается увеличением их роли в возрастных аналогах разрезов другой территории.

Минералы глин в силурийских отложениях так же как и в ордовикских изучены пока слабо. В разрезах по р. Курейке и по р. Горбичину Е. П. Акульшиной (1962) определены гидрослюда и каолинит. В ландоверийских отложениях превалирует гидрослюда. Каолинит встречается только в породах из основания яруса. Вышележащие венлокские и лудловские отложения также характеризуются гидрослюдистым составом. Обогащение их каолинитом происходит в средневенлокское и ниже-

лудловское время. Г. П. Арсеньевой и В. Г. Корчагиным (НИИГА) при изучении разрезов Кулюмбе и Южно-Пясинской площади установлено, что силурийские отложения характеризуются гидрослюдистым составом. В единичных случаях присутствует примесь хлорита.

Наши исследования, основанные на микроскопии и термическом анализе с контролем отдельных образцов рентгеноструктурными данными, показали, что силурийские отложения территории Южно-Пясинской площади, р. Имангда, р. Левого Омнутаха характеризуются гидрослюдистым составом, иногда с примесью хлорита. Хлорит был отмечен в аргиллитах низов средней части ландовери, а также (в единичных случаях) в лудловских породах. Остальная часть разреза имеет исключительно гидрослюдистый состав глинистого материала.

Примесь каолинита отмечена в ландоверийских отложениях восточных и юго-западных разрезов.

В силурийских отложениях, так же как и в ордовикских, основными минералами являются кальцит и доломит. Количественные соотношения кальцита и доломита в пределах изученных разрезов северо-западной окраины Тунгусской синеклизы показаны на рис. 33, из которого видно, что по характеристике карбонатов силурийские отложения отчетливо подразделяются на три части, объем каждой из которых примерно соответствует ярусу.

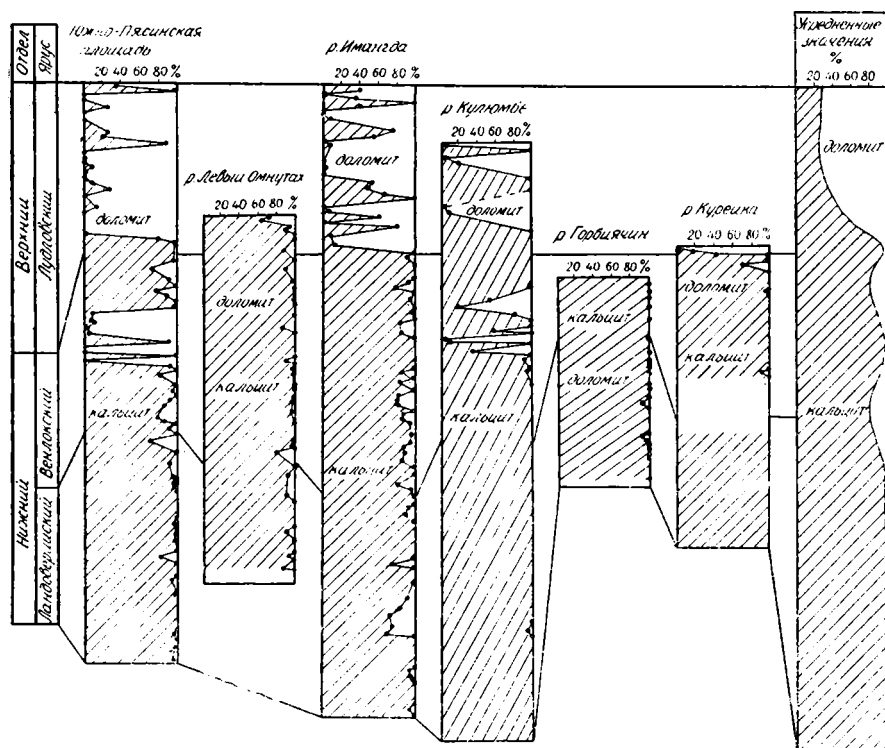


Рис. 33. Состав карбонатного материала силурийских отложений северо-западной окраины Тунгусской синеклизы

Ландоверийские отложения характеризуются практически кальцитовым составом карбонатной составляющей слагающих их пород, лудловские — преимущественно доломитом, а венлокские занимают промежуточное положение. Во всех шести исследованных разрезах ландоверийские отложения только изредка содержат очень незначительную примесь доломитового материала. В венлокских породах роль доломита

возрастает. Здесь в отдельных разрезах (Южно-Пясинская площадь) примерно в средней части венлока отмечается пачка пород с резким преобладанием доломита. То же самое наблюдается и в кулюмбинском разрезе. Но как показали лабораторные исследования, доломит в соответствующих отложениях вторичный. Во всех остальных горизонтах венлока примесь доломита в породах отражает первичный состав осадков. В лудловских отложениях любого разреза количество доломитовой составляющей в карбонатах является преобладающим.

Как видно из усредненных данных, всего в пределах силурийского разреза наблюдаются три стратиграфических уровня, соответствующие ландоверийским, средневенлокским и нижелудловским отложениям, где количество кальцита равно 90—98%.

Силурийские отложения восточной окраины Тунгусской синеклизы (рис. 34) по сравнению с описанными выше более насыщены доломитовым материалом. Ландоверийские отложения всегда содержат то или

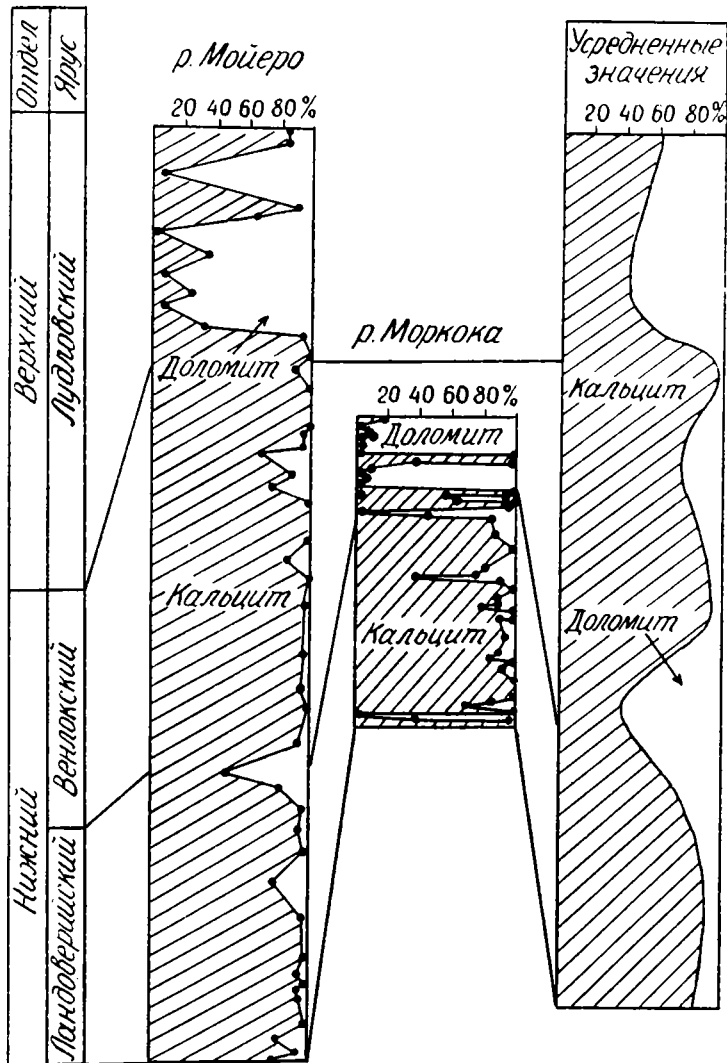


Рис. 34. Состав карбонатного материала силурийских отложений восточной окраины Тунгусской синеклизы

инное количество примеси доломита, но количество это обычно не превышает 20—30%. Только изредка встречаются прослойки пород, в которых доломит преобладает. В венлокских отложениях моркокинского разреза доломит является основным минералом карбонатной составляющей. То же относится и к лудловским образованиям, которые изучены, к сожалению, только в одном разрезе.

Так же, как и в предыдущем случае, в целом для силура рассматриваемой площади характерны три стратиграфических уровня, соответствующие ландоверийским, средневенлокским и нижнелудловским отложениям, где количество кальцита в породах резко преобладает — около 90%.

Геохимическая характеристика

На рис. 35—41 показаны коэффициенты концентрации никеля, титана, хрома, ванадия, марганца, бария и стронция в породах наиболее

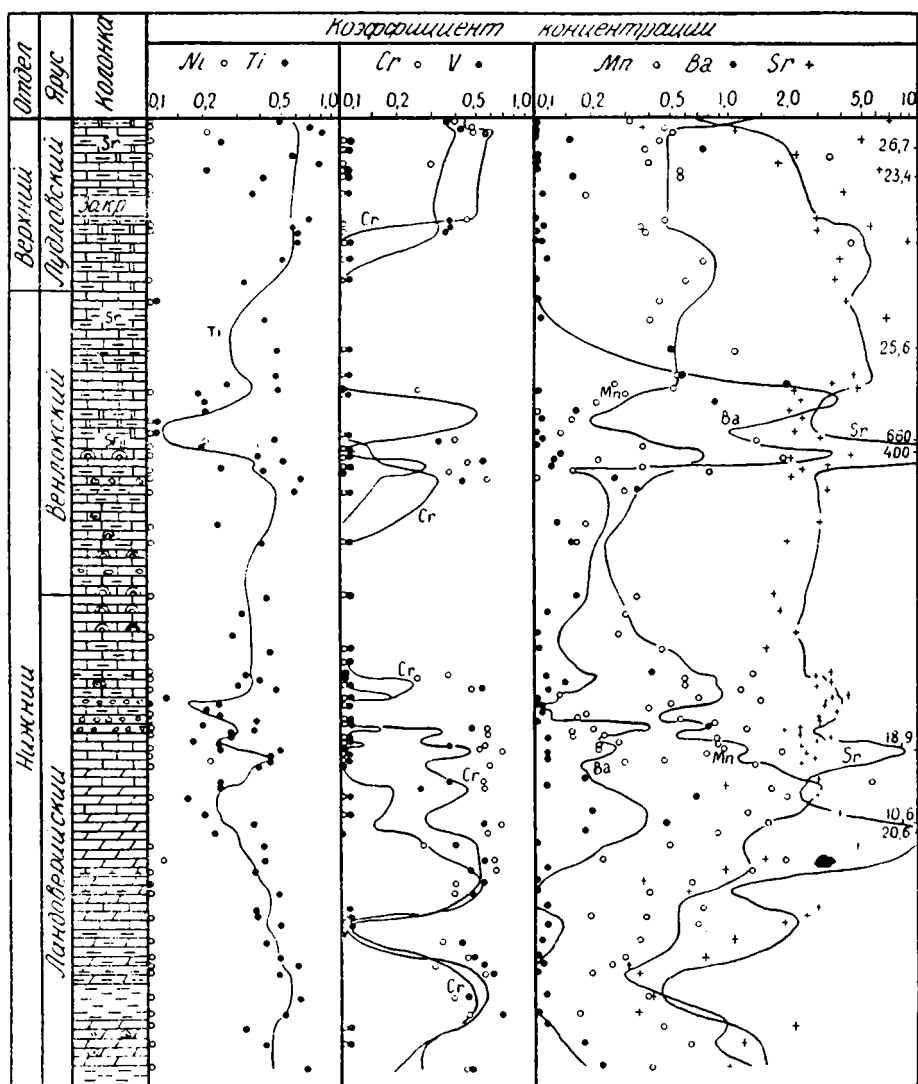


Рис. 35. Геохимическая характеристика силурийских отложений в долине р. Горбичина

полно изученных разрезов силура. Не показаны значения кобальта, так как содержания его в большинстве случаев находятся за пределами чувствительности спектральных анализов, т. е. меньше 0,002. Ниже дана геохимическая характеристика силурийских отложений по отдельным разрезам.

В бассейне р. Кулумбе (рис. 35, табл. 24, 25, 26) концентрация элементов группы железа в силурийских отложениях в основном не достигала кларковых величин. Отмечены повышенные содержания в некоторых горизонтах пород бария и в большей части разреза стронция. Для выяснения закономерностей накопления малых элементов и изменений их содержания в породах и минералах изучены материалы для пород каждого яруса.

Таблица 24

**Геохимическая характеристика ландоверийских отложений
в бассейне р. Кулумбе (n=46)**

\bar{K}_k	V, %	Корреляция элементов (связь значима при $r > 0,30$)						
		Ba	Sr	V	Ni	Cr	Mn	
0,34	40	Ti	-0,08	-0,16	0,46	0,50	0,25	-0,21
0,93	105	Mn	0,13	0,20	0,11	-0,21	0,35	
0,30	79	Cr	0,045	0,21	0,66	0,19		
0,058	89	Ni	0,084	-0,18	0,35			
0,21	109	V	-0,084	-0,26				
3,39	116	Sr	0,093					
0,22	125	Ba						

Таблица 25

**Геохимическая характеристика венлокских отложений
в бассейне р. Кулумбе (n=26)**

\bar{K}_k	V, %	Корреляция элементов (связь значима при $r > 0,41$)						
		Ba	Sr	V	Ni	Cr	Mn	
0,35	47	Ti	-0,006	-0,18	0,50	0,41	0,57	0,40
0,49	82	Mn	-0,12	-0,04	0,07	0,45	0,09	
0,11	146	Cr	-0,09	-0,13	0,84	0,48		
0,045	118	Ni	-0,12	-0,12	0,40			
0,08	176	V	-0,09	-0,09				
29,5	436	Sr	-0,08					
0,28	147	Ba						

Как видно из рис. 35, кривая изменения коэффициента концентрации титана находится в пределах значений 0,1—0,7, чаще 0,4—0,6 с хорошо выраженными минимумами в верхней части ландоверийских и в средней части венлокских отложений. K_k титана в ландоверийских отложениях составляет 0,34, в венлокских — 0,35, в лудловских — 0,53. Коэффициент вариации изменяется также незначительно. Корреляционные связи титана положительны и значимы в ландоверийских отложениях с ванадием, никелем, в венлокских — с ванадием, никелем и хромом, в лудловских — с ванадием и хромом.

Никель по всему разрезу в породах отмечается только в виде «следов». Средние значения коэффициента концентрации его для ландоверийских отложений составляют 0,006, для венлокских — 0,045 и для лудловских — 0,08. Корреляционные связи никеля значимы с титаном и ва-

**Геохимическая характеристика лудловских отложений
в бассейне р. Куломбе (n=14)**

\bar{K}_K	V, %	Корреляция элементов (связь значима при $r > 0,60$)						
		Ba	Sr	V	Ni	Cr	Mn	
0,53	36	Ti	-0,33	-0,42	0,67	0,40	0,67	0,038
0,67	133	Mn	-0,10	-0,10	0,24	0,12	-0,25	
0,24	91	Cr	-0,28	-0,39	0,76	0,35		
0,08	75	Ni	-0,36	-0,26	0,57			
0,24	96	V	-0,35	-0,47				
6,14	134	Sr	-0,74					
0,14	128	Ba						

наднем в породах ландоверийского яруса, с титаном, марганцем, хромом в венлокских отложениях и с ванадием в лудловских. Относительно большие значения коэффициента вариации никеля характерны для венлокских отложений ($V=118\%$).

Хром и ванадий ведут себя в пределах разреза силура примерно одинаково. Отмечаются горизонты пород (конец ландовери — начало венлока, конец венлока), где ванадий и хром не фиксируются анализами, а в остальных горизонтах породы содержат эти элементы в 2—10 раз меньше кларков. Значение коэффициента концентрации хрома в ландоверийских отложениях составляет 0,30, в венлокских — 0,11, в лудловских — 0,24. Этот же показатель для ванадия составляет в ландоверийских отложениях 0,21, в венлокских — 0,08, в лудловских — 0,24. Более неравномерно данные элементы рассеяны в породах венлокского яруса, где $V_V=176\%$, $V_{Cr}=146\%$. Хром и ванадий повсеместно наиболее сильно коррелируются между собой — в ландоверийских отложениях $r_{Cr, V}=0,66$, в венлокских $r_{Cr, V}=0,84$, в лудловских $r_{Cr, V}=0,76$. Кроме того, ванадий положительно значимо коррелируется с титаном, никелем, а хром с марганцем, титаном и никелем в ландоверийских отложениях, с титаном и никелем в венлокских и лудловских образованиях.

В пределах силурийских отложений рассматриваемой территории существенно изменяется кривая коэффициента концентрации марганца. В ландоверийских отложениях ее значения колеблются в пределах 0,3—3,0 с максимумом в средней части. Выше по разрезу она изменяется в пределах значений 0,2—0,8, но в основном от 0,3 до 0,5. Как показал статистический анализ, коэффициент концентрации марганца для ландоверийских отложений составляет 0,93, для венлокских — 0,49, для лудловских — 0,67. Корреляционные связи марганца с другими элементами слабые. В ландоверийских породах марганец положительно коррелируется с хромом, в венлокских — с никелем, в лудловских же отложениях значимые связи отсутствуют.

Кривая коэффициента концентрации бария изменяется в пределах 0,1—0,4, но в средней части венлока K_K возрастает до 4. Средние же содержания бария соответствуют коэффициенту концентрации в ландоверийских отложениях 0,22, в венлокских — 0,28, в лудловских — 0,14.

Корреляционные связи бария весьма незначительны. Только в лудловских отложениях этот элемент значимо положительно связан со стронцием ($r_{Sr, Ba}=0,74$).

Стронций — единственный элемент из всех рассмотренных, который накапливался в существенных количествах. Коэффициент концентрации его в породах почти всегда больше единицы. Особенно больших значений величины K_K достигают в верхней части ландоверийских отло-

жений, в верхней половине венлокских и в лудловских породах. Здесь в ряде горизонтов содержания стронция достигают промышленных.

Значения коэффициента концентрации стронция для ландоверийских отложений составляют 3,39, для венлокских — 29,5, для лудловских — 6,1. Две особенности резко отличают стронций от других элементов — исключительно неравномерное содержание его в породах, о чем свидетельствуют и очень большие значения коэффициентов вариации ($V=116\%$ в ландоверийских, 436% в венлокских и 134% в лудловских отложениях) и отрицательные, правда, незначимые связи, почти со всеми элементами). Стронций только в одном случае (лудловские отложения) имеет значимую положительную связь с барием, на что уже было обращено внимание при рассмотрении бария.

В горбичинском разрезе (рис. 36) поведение коэффициентов концентрации никеля и титана одинаковое. Их изменения лежат в основном в пределах 0,2—0,7. Относительные максимумы наблюдаются в первой пачке ландоверийских отложений и в пограничных отложениях ландовери-венлок.

Очень близки по характеру изменения кривые коэффициентов концентрации хрома и ванадия, хотя абсолютные значения их разные. Соответствующие кривые для хрома изменяются в пределах 0,7—3,0, а для ванадия 0,1—1,7. Относительные максимумы их наблюдаются на тех же стратиграфических уровнях, что и для титана и никеля.

Кривая коэффициента концентрации марганца слабо дифференцирована. В ландоверийских отложениях пределы ее колебания составляют 0,8—1,5, в венлокских же породах 0,6—0,7. Относительные максимумы соответствуют нижним и верхним горизонтам пород ландоверийского яруса.

Барий имеет очень малые значения коэффициента концентрации 0,1—0,3 с относительными максимумами в первой пачке ландовери и во второй пачке венлока.

По характеристике коэффициента концентрации стронций резко выделяется среди всех рассматриваемых элементов. За редким исключением его содержания в 1,5—6 раз превосходят кларковые.

Отличительной особенностью силурийских отложений горбичинского разреза является присутствие в них кобальта в кларковых количествах, что по отношению к одновозрастным породам других районов в несколько раз больше.

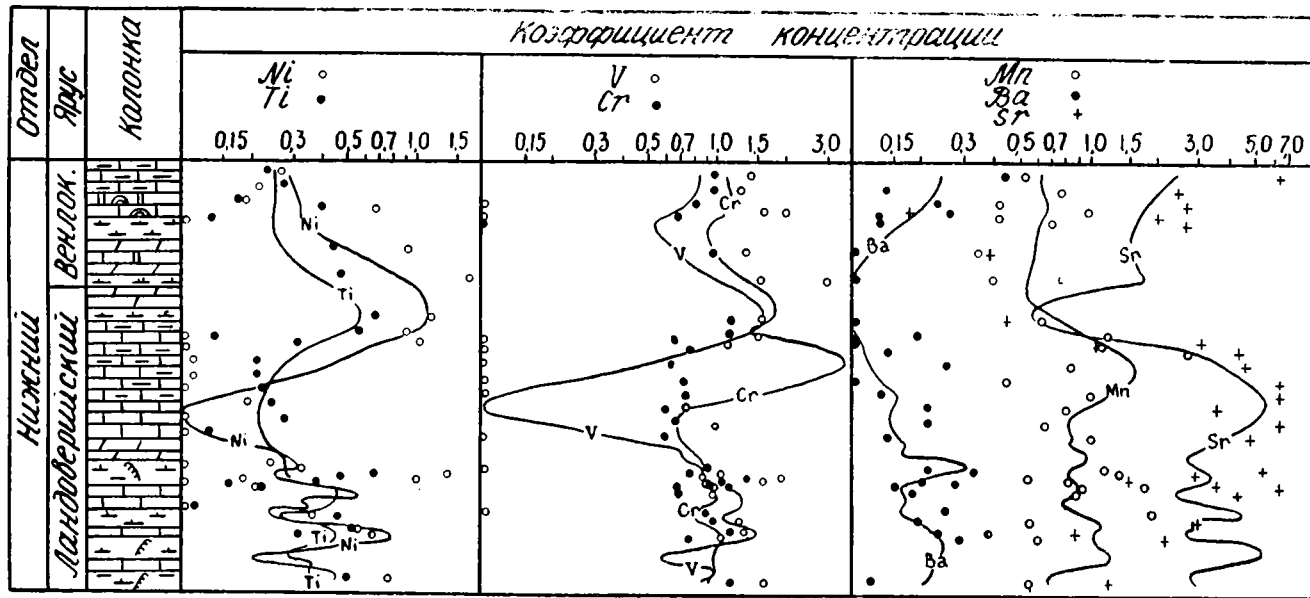
Основные геохимические показатели ландоверийских отложений силура приведены в табл. 27.

Таблица 27

Геохимическая характеристика ландоверийских пород в бассейне р. Горбичина ($n=23$)

\bar{K}_k	V, %	Корреляция элементов (связь значима при $r > 0,44$)							
		Ba	Sr	Co	Ni	Cr	V	Mn	
0,34	45	Ti	0,19	-0,70	0,37	0,82	0,78	0,78	-0,58
0,96	42	Mn	-0,08	0,65	-0,16	-0,65	-0,32	-0,51	
0,99	59	V	0,17	-0,63	0,40	0,75	0,58		
0,93	20	Cr	0,08	-0,35	0,34	0,68			
0,39	88	Ni	0,26	-0,63	0,37				
1,06	57	Co	0,01	-0,05					
3,39	62	Sr	-0,16						
0,21	57	Ba							

Как видно из данных табл. 27, в ландоверийских отложениях, развитых в бассейне р. Горбичина, имеется ряд значимых парных корреля-



Р и с. 36. Геохимическая характеристика силурийских отложений в долине р. Горбиячина

ционных связей между малыми элементами. Титан имеет положительные значимые связи с никелем, хромом, ванадием и отрицательные с марганцем и стронцием; марганец положительно коррелируется со стронцием и отрицательно с ванадием и никелем; ванадий отрицательно коррелируется со стронцием и положительно с никелем и хромом; никель отрицательно со стронцием.

Геохимическая характеристика силурийских отложений, развитых на территории Южно-Пясинской площади, показана на рис. 37 и в табл. 28—30.

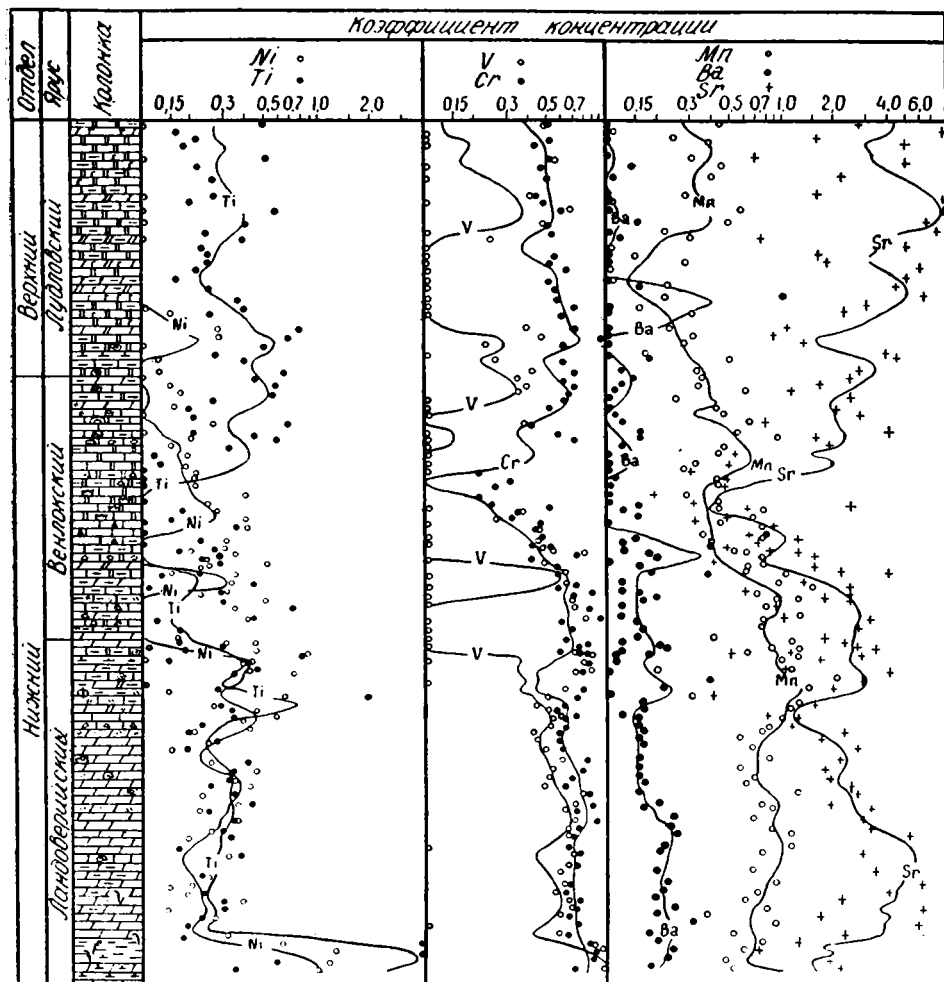


Рис. 37. Геохимическая характеристика силурийских отложений Южно-Пясинской площади

Аналитические данные и соответствующие построения показывают, что в силурийских породах Южно-Пясинской площади происходило накопление только стронция. Все остальные элементы находятся в докларковых содержаниях. Коэффициент вариации сравнительно небольшой для всех элементов, за исключением титана в ландоверийских отложениях, где исключительно большой размах колебаний значений коэффициента концентрации этого элемента (0,15—3). В остальной части разреза силура K_K титана всегда меньше единицы, главным образом

Геохимическая характеристика ландоверийских отложений
силура на территории Южно-Пясинской площади (n=44)

\bar{K}_K	V, %		Корреляция элементов (связь значима при $r > 0,31$)					
			Ba	Sr	V	Ni	Cr	Mn
0,59	308	Ti	-0,52	-0,27	0,31	0,55	0,29	-0,19
0,65	52	Mn	0,02	0,14	-0,38	-0,48	-0,42	
0,68	26	Cr	0,10	-0,18	0,58	0,44		
0,36	78	Ni	-0,057	-0,50	0,74			
0,56	54	V	-0,002	-0,36				
2,52	67	Sr	-0,10					
0,22	128	Ba						

Таблица 29

Геохимическая характеристика венлокских отложений
силура на территории Южно-Пясинской площади (n=45)

\bar{K}_K	V, %		Корреляция элементов (связь значима при $r > 0,30$)					
			Ba	Sr	V	Ni	Cr	Mn
0,24	72	Ti	-0,08	0,01	0,53	0,22	0,48	0,23
0,62	45	Mn	0,14	0,29	0,28	0,24	0,38	
0,47	50	Cr	0,07	0,13	0,52	-0,006		
0,21	65	Ni	-0,02	-0,47	0,54			
0,25	99	V	-0,01	-0,24				
1,45	68	Sr	0,14					
0,15	77	Ba						

Таблица 30

Геохимическая характеристика лудловских отложений
на территории Южно-Пясинской площади (n=28)

\bar{K}_K	V, %		Корреляция элементов (связь значима при $r > 0,39$)					
			Ba	Sr	V	Ni	Cr	Mn
0,55	48	Ti	0,02	-0,35	0,72	0,80	0,56	0,39
0,27	52	Mn	0,0008	-0,20	0,56	0,28	0,31	
0,51	41	Cr	0,074	-0,35	0,33	0,56		
0,08	100	Ni	0,16	-0,42	0,59			
0,22	81	V	-0,11	-0,14				
3,87	72	Sr	0,17					
0,13	130	Ba						

0,2—0,3. Титан положительно коррелируется с ванадием, никелем и отрицательно с барием в ландоверийских отложениях, с ванадием и хромом (положительно) в венлокских и ванадием, никелем, хромом и марганцем в лудловских.

Никель имеет незначительную примесь в рассматриваемых отложениях. Кривая изменений коэффициента концентрации его находится в пределах 0—1,0 с относительными максимумами на тех же стратиграфических уровнях, что и соответствующая кривая титана. Значимые положительные корреляционные связи никеля отмечаются в ландоверийских и лудловских породах с титаном, хромом и ванадием, в венлокских — только с ванадием. Кроме того, в ландоверийских отложениях довольно сильные отрицательные связи никеля с марганцем и стронцием, а в венлокских и лудловских образованиях — со стронцием.

Ванадий, так же как титан и никель, имеет незначительную примесь в силурийских породах. Кривая коэффициента концентрации этого элемента изменяется в пределах 0,1—1,0 с относительными максимумами в ландоверийских отложениях, в верхней части пород первой пачки венлока и в пограничных слоях венлок — лудлов. Значимые положительные корреляционные связи ванадия в ландоверийских породах отмечаются с титаном, хромом, никелем и отрицательные с марганцем и стронцием, в венлокских породах положительные с титаном, хромом и никелем и отрицательная со стронцием, в лудловских — положительные с титаном, марганцем, никелем и отрицательная со стронцием.

Хром имеет несколько большие концентрации в породах по отношению к ванадию. Для ландоверийских пород среднее значение коэффициента концентрации составляет 0,68, для венлокских — 0,47 и лудловских — 0,51. Соответствующая кривая на графике (см. рис. 37) изменяется в более широких пределах внутри разреза — от 0,1 до 1,0 с глубоким минимумом в средневенлокских отложениях.

Хром в ландоверийских отложениях имеет значимые положительные связи с никелем и ванадием и отрицательные с марганцем. В венлокских породах связи значимы (положительные) с ванадием, никелем, марганцем, а в лудловских с титаном и никелем.

Характеристика кривой коэффициента концентрации марганца изменяется в пределах 0,15—1,5. При этом наблюдается уменьшение ее значений снизу вверх по разрезу. Коэффициент концентрации для ландоверийских, венлокских и лудловских отложений составляет соответственно 0,65, 0,62, 0,27.

Марганец в ландоверийских отложениях отрицательно значимо коррелируется с ванадием, никелем и хромом, в венлокских отложениях отмечается положительная связь с хромом, а в лудловских с ванадием.

Весьма невыразительная кривая изменений коэффициента концентрации бария в пределах всего разреза силура Южно-Пясинской площади. Ее характеристика находится в пределах 0,1—0,4 с относительными максимумами в верхней части первой пачки венлока и в нижней части лудловских отложений при средних значениях в ландоверийских породах — 0,22, в венлокских — 0,15, в лудловских — 0,13. Отмечается единственный случай корреляции бария — отрицательная с титаном в ландоверийских отложениях.

Стронций единственный из рассматриваемых элементов, который накапливался в силурийских осадках на территории Южно-Пясинской площади.

Кривая изменения значений его коэффициента концентрации находится в пределах 0,5—7,0, но в основном несколько больше единицы. За исключением средневенлокских отложений, все породы силура рассматриваемого разреза обогащены стронцием. \bar{K}_K стронция по данным статистического анализа составляет в ландоверийских отложениях 2,52, в венлокских — 1,45, в лудловских — 3,87. Все значимые корреляционные связи стронция с другими элементами отрицательные — с никелем и ванадием в ландоверийских, с никелем в венлокских и лудловских отложениях.

В бассейне р. Имангды проведена геохимическая характеристика ландоверийских, венлокских и лудловских отложений (рис. 38, табл. 31—33).

Среди приведенных данных в табл. 31—33 выделяются значения корреляционных связей в ландоверийских отложениях (табл. 31), где все элементы между собой имеют значимые (положительные или отрицательные) связи. Это первый случай из всех рассмотренных выше, как ордовикских, так и силурийских разрезов.

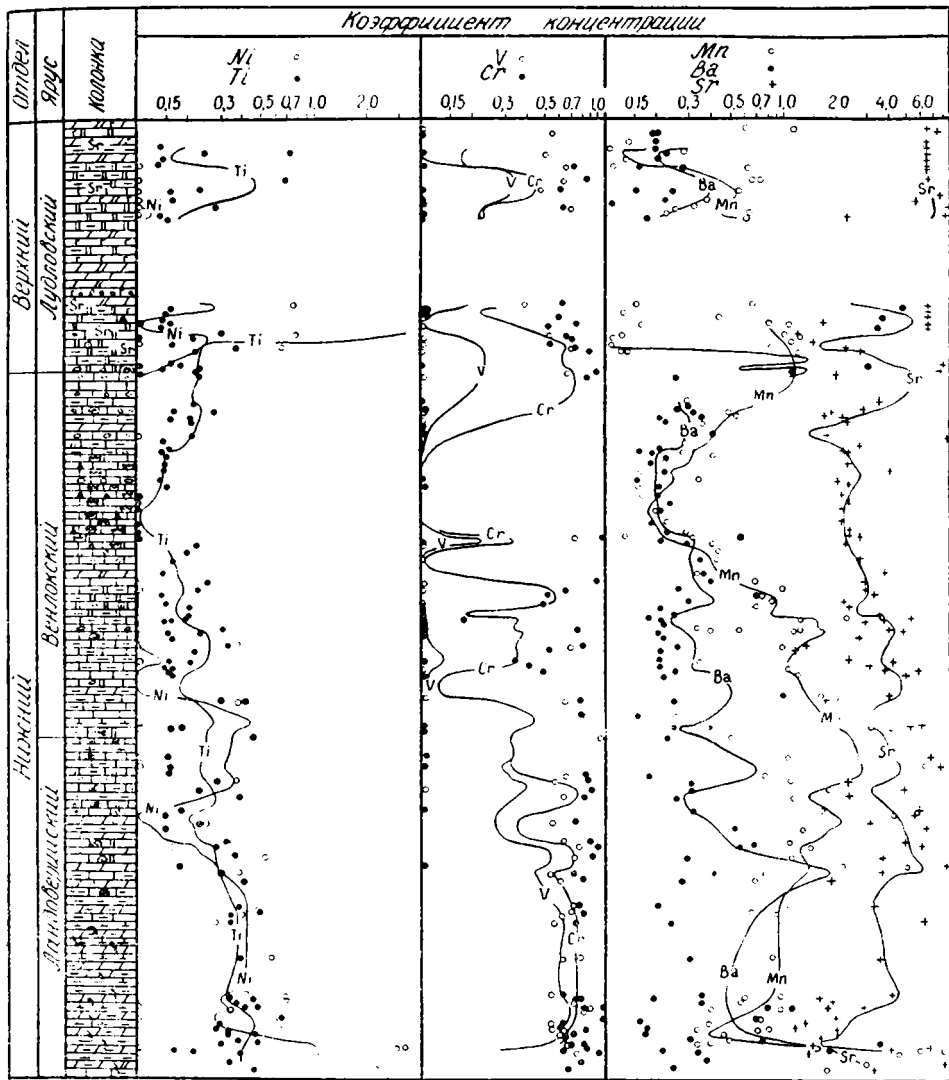


Рис. 38. Геохимическая характеристика силурийских отложений в долине р. Имангды

Таблица 31

Геохимическая характеристика ландоверийских отложений в бассейне р. Имангды (n=54)

\bar{K}_k	V, %	Корреляция элементов (связь значима при $r > 0,25$)						
		Ba	Sr	V	Ni	Cr	Mn	
0,31	39	Ti	-0,40	-0,61	0,81	0,53	0,67	-0,44
1,52	100	Mn	0,42	0,60	-0,51	-0,34	-0,31	
0,68	39	Cr	-0,37	-0,52	0,67	0,29		
0,48	95	Ni	-0,28	-0,52	0,61			
0,56	59	V	-0,43	-0,66				
3,28	59	Sr	0,50					
0,58	170	Ba						

**Геохимическая характеристика венлокских отложений
в бассейне р. Имангды (n=66)**

\bar{K}_k	V, %	Корреляция элементов (связь значима при $r > 0,22$)						
		Ba	Sr	V	Ni	Cr	Mn	
0,21	86	Ti	0,03	-0,37	0,75	0,62	0,59	-0,03
1,12	128	Mn	-0,05	0,33	0,03	-0,07	0,21	
0,29	117	Cr	0,04	-0,23	0,76	0,66		
0,16	260	Ni	0,03	-0,34	0,74			
0,17	194	V	0,009	-0,38				
3,01	50	Sr	0,50					
0,33	136	Ba						

Коэффициент концентрации титана характеризуется значениями 0,1—2,0 с относительными максимумами в основании ландоверийских и в основании лудловских отложений. Средние же значения коэффициента концентрации титана составляют в ландоверийских отложениях 0,31, в венлокских — 0,21, в лудловских — 0,23.

Таблица 33

**Геохимическая характеристика лудловских отложений
в бассейне р. Имангды (n=34)**

\bar{K}_k	V, %	Корреляция элементов (связь значима при $r > 0,35$)						
		Ba	Sr	V	Ni	Cr	Mn	
0,23	68	Ti	-0,14	-0,28	0,72	0,26	0,62	0,20
0,54	70	Mn	0,20	-0,45	0,11	0,32	0,54	
0,29	105	Cr	-0,16	-0,41	0,64	0,41		
0,10	170	Ni	-0,12	-0,42	0,50			
0,24	116	V	-0,20	-0,15				
5,05	53	Sr	0,09					
0,49	171	Ba						

Положительные корреляционные связи титана значимы в ландоверийских и лудловских породах с ванадием, никелем и хромом, в венлокских — с ванадием и хромом, отрицательные с марганцем и щелочными землями в ландоверийских породах.

Кривая изменений коэффициента концентрации никеля ведет себя на графике подобно титану, но отличается несколько меньшими значениями. Никель положительно коррелируется в ландоверийских отложениях с титаном, хромом и ванадием и отрицательно с марганцем, барием и стронцием. В венлокских образованиях значимые связи его следующие $r_{Ni, Ti} = 0,62$, $r_{Ni, Cr} = 0,66$, $r_{Ni, V} = 0,74$, $r_{Ni, Sr} = -0,34$; в лудловских — $r_{Ni, Cr} = 0,41$, $r_{Ni, V} = 0,50$, $r_{Ni, Sr} = -0,24$.

Кривая изменения коэффициента концентрации ванадия сильно дифференцирована, что можно видеть не только на рис. 38, но и по большим изменениям значений коэффициентов вариации (в ландоверийских отложениях $V = 59$, в венлокских — 194, в лудловских — 116). Значения величины коэффициента концентрации хрома находятся в пределах 0,1—0,7 при относительных максимумах в ландоверийских и лудловских отложениях.

Ванадий в ландоверийских породах имеет положительные корреляционные связи с титаном, хромом, никелем и отрицательные с марганцем, стронцием и барием, в венлокских — положительные с титаном, хромом, никелем и отрицательную со стронцием, в лудловских — положительные с титаном, хромом и никелем.

Кривая изменений коэффициента концентрации хрома по своей рисовке повторяет соответствующую кривую ванадия. Отличие заключается лишь в несколько больших значениях величины коэффициента концентрации хрома.

Корреляционные положительные связи хрома в ландоверийских отложениях значимы с титаном, ванадием и никелем, отрицательные с марганцем, стронцием, барием. В венлокских образованиях утрачиваются связи с марганцем и барием, в лудловских же связь незначима только с барием.

Кривая изменений коэффициента концентрации бария находится в пределах 0,20—2,0, в основном 0,3—0,6. Барий имеет самые худшие корреляционные связи с другими элементами. Только в ландоверийских породах его связи значимы со всеми элементами (отрицательные с титаном, ванадием, никелем и хромом, положительные со стронцием). В венлокских отложениях сохраняется связь только со стронцием, а в лудловских исчезает и эта связь.

Стронций, как и во всех предыдущих случаях, остается единственным элементом, накопление которого происходило в силурийских отложениях и на территории бассейна р. Имангды. Особенно большие значения коэффициента концентрации стронция в лудловских отложениях ($K_K=5,05$). Все или почти все анализы показывают содержание стронция значительно больше кларковых.

В ландоверийских отложениях стронций только с марганцем и барием коррелируется положительно, со всеми же остальными элементами отрицательно. В венлокских породах утрачивается связь стронция с титаном, а в лудловских с никелем.

Геохимические особенности силурийских отложений в бассейне р. Левого Омнутаха демонстрируют рис. 39 и табл. 34, 35.

Таблица 34

Геохимическая характеристика ландоверийских отложений в бассейне р. Левого Омнутаха (n=23)

\bar{K}_K	V, %	Корреляция элементов (связь значима при $r > 0,44$)						
		Ba	Sr	V	Ni	Cr	Mn	
0,55	47	Ti	-0,12	-0,36	0,83	0,37	0,69	0,39
2,51	44	Mn	-0,36	-0,11	0,27	-0,10	0,23	
1,07	42	Cr	-0,17	-0,38	0,80	0,44		
0,63	67	Ni	0,17	-0,26	0,53			
0,86	67	V	0,13	-0,48				
2,57	86	Sr	0,28					
0,39	53	Ba						

Таблица 35

Геохимическая характеристика венлокских отложений в бассейне р. Левого Омнутаха (n=36)

\bar{K}_K	V, %	Корреляция элементов (связь значима при $r > 0,32$)						
		Ba	Sr	V	Ni	Cr	Mn	
0,28	35	Ti	-0,007	-0,37	0,63	0,37	0,26	0,21
1,95	43	Mn	-0,11	-0,36	0,21	0,10	0,19	
0,37	108	Cr	-0,20	-0,45	0,59	0,49		
0,09	142	Ni	-0,006	-0,44	0,48			
0,20	145	V	-0,38	-0,36				
3,29	38	Sr	0,27					
0,50	39	Ba						

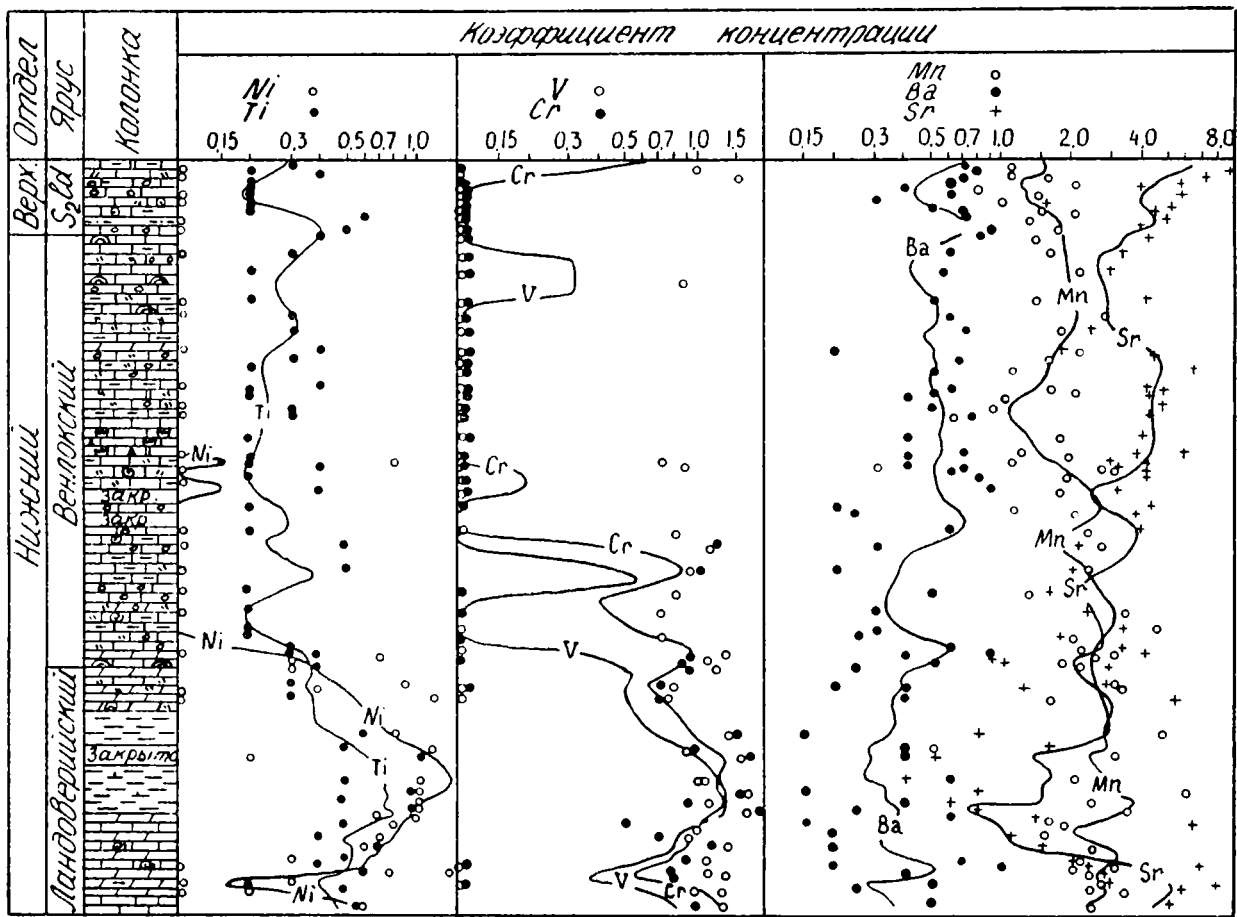


Рис. 39. Геохимическая характеристика силурийских отложений в долине р. Левого Омнута

Коэффициент концентрации титана изменяется в пределах 0,2—0,8 с максимумом в породах ландоверийского яруса. Венлокские породы содержат в два раза меньше титана, чем ландоверийские. Титан в ландоверийских отложениях имеет значимые положительные корреляционные связи с ванадием и хромом, в венлокских — с ванадием, никелем и отрицательную связь со стронцием.

Коэффициент концентрации никеля резко изменяется в пределах разреза. Так, в ландоверийских отложениях средние значения K_K составляют 0,63, а в венлокских — 0,09. Никель в ландоверийских породах положительно коррелируется с хромом и ванадием, а в венлокских — с титаном, хромом, ванадием и отрицательно со стронцием.

Кривая изменений коэффициента концентрации ванадия резко дифференцирована на графике. Ее значения находятся в пределах 0,1—1,2. При этом только ландоверийские и нижневенлокские отложения содержат некоторую примесь ванадия, в более молодых породах примесь эта настолько незначительна, что едва улавливается спектральными анализами. Среднее значение коэффициента концентрации ванадия в ландоверийских отложениях составляет 0,86, в венлокских — 0,20.

Как в ландоверийских, так и в венлокских отложениях, ванадий положительно коррелируется с титаном, хромом, никелем и отрицательно со стронцием.

Хром по характеру изменения кривой коэффициента концентрации очень напоминает ванадий. Средний коэффициент концентрации его для ландоверийских пород составляет 1,07, для венлокских — 0,37.

Положительная значимая корреляционная связь хрома отмечается с титаном, никелем и ванадием в ландоверийских породах, с никелем, ванадием и отрицательная со стронцием в венлокских.

Кривая изменений коэффициента концентрации марганца слабо дифференцирована. Ее значения находятся, в основном, в пределах 1,0—2,0. Марганец значимых корреляционных связей в ландоверийских отложениях ни с одним элементом не имеет. В венлокских же отложениях отмечается отрицательная связь со стронцием.

Слабо дифференцирована кривая изменений коэффициента концентрации бария (значения ее изменяются от 0,3 до 0,7). Каких-либо характерных максимумов или минимумов, как и для марганца, не наблюдается. Барий только в венлокских отложениях имеет отрицательную значимую связь с ванадием.

Кривая изменений коэффициента концентрации стронция, как и марганца, находится преимущественно в поле значений больше единицы. Кривая слабо дифференцирована. K_K стронция по статистическим данным составляет в ландоверийских породах 3,29, в венлокских — 3,23. Стронций в ландоверийских отложениях отрицательно коррелируется с ванадием, а в венлокских значимые отрицательные связи наблюдаются со всеми элементами.

В силурийских отложениях в бассейне р. Курейки (рис. 40) геохимическая характеристика приведена недостаточно полно из-за плохой обнаженности пород. Судя по тем немногим анализам, которые имеются в нашем распоряжении, кривая изменений коэффициента концентрации титана колеблется в пределах 0,15—0,9. Наиболее обогащены титаном породы ландоверийского яруса. В венлокских породах среднее значение K_K титана составляет всего 0,22.

Кривая изменений коэффициента концентрации никеля в ландоверийских породах очень близка к соответствующей же кривой титана, но в венлокских отложениях коэффициент концентрации никеля уменьшается. Здесь этот показатель равен всего лишь 0,09.

Ванадий и хром по характеру изменения кривой коэффициента концентрации и по абсолютным величинам его очень близки между собой.

Как и в предыдущих случаях, наибольшие концентрации этих элемен-

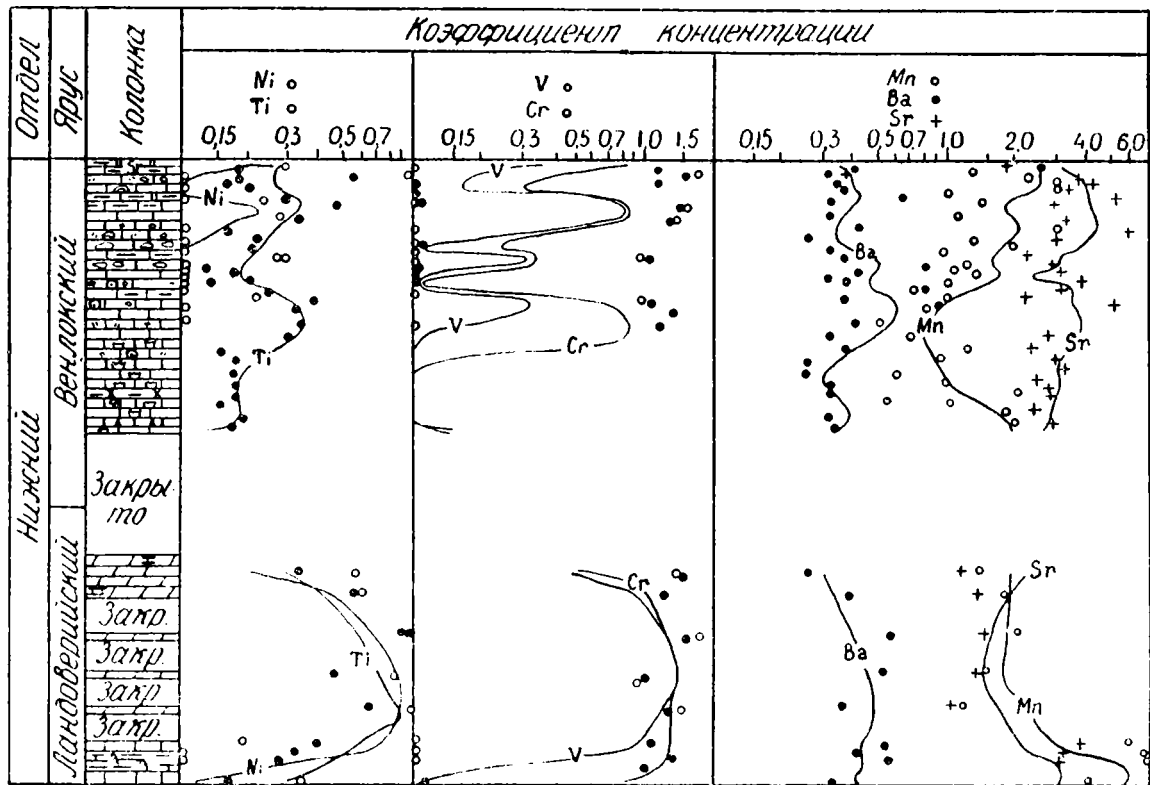


Рис. 40. Геохимическая характеристика силурийских отложений в долине р. Курейки

тов (K_k составляет несколько больше единицы) отмечаются в ландоверийских породах. В венлокских же рассматриваемые кривые резко дифференцируются — их показатели изменяются от 0,1 до 0,9. В целом же для венлокских образований в бассейне р. Курейки K_k ванадия равен 0,20, а для хрома 0,31.

Марганец в большинстве случаев в ландоверийских и венлокских породах превышает кларковые концентрации. Коэффициент концентрации его в венлокских отложениях, по данным статистического анализа, составляет 1,42.

Кривая изменений коэффициента концентрации бария слабо дифференцирована. Ее значения колеблются в пределах 0,3—0,5 по всему разрезу.

Стронций накапливается как в ландоверийских, так и в венлокских отложениях. Кривая изменений коэффициента концентрации его изменяется по разрезу слабо — примерно от 2 до 4. Коэффициент концентрации стронция в венлокских образованиях составляет 3,23.

Корреляционные связи рассмотренных элементов в пределах венлокских отложений показаны в табл. 36.

Таблица 36

Корреляционные связи между малыми элементами в венлокских породах в бассейне р. Курейки (n=27), (связь значима $r > 0,40$)

Элемент	Ba	Sr	V	Ni	Cr	Mn
Ti	-0,07	0,009	0,74	0,66	0,82	-0,29
Mn	0,028	0,26	-0,13	-0,32	-0,27	
Cr	-0,07	0,04	0,77	0,75		
Ni	-0,16	0,1	0,82			
V	-0,13	-0,19				
Sr	-0,05					

Четко фиксируются положительные связи титана с ванадием, никелем, хромом, хрома с ванадием и никелем, никеля с ванадием. Другими словами, все элементы группы железа, за исключением марганца, обнаруживают значимые корреляционные связи между собой.

На восточной окраине Тунгусской синеклизы геохимическая характеристика проведена в бассейне р. Мойеро. Исключительная бедность пород малыми элементами не позволяет надежно провести анализ корреляционных связей между элементами.

В табл. 37 приведены средние значения коэффициентов концентрации малых элементов для силурийских отложений в бассейне р. Мойеро.

Таблица 37

Средние значения коэффициентов концентрации малых элементов в силурийских отложениях в бассейне р. Мойеро

Элемент	Значения \bar{K}_k		
	Ландоверийские отложения (n=16)	Венлокские отложения (n=17)	Лудловские отложения (n=14)
Ti	0,09	0,05	0,10
Mn	0,44	0,26	0,44
Cr	0,001	0,05	0,14
V	0,03	0,0009	0,09
Sr	1,76	1,90	2,53
Ba	0,15	0,15	0,79

Следует добавить также, что породы в отношении никеля и кобальта практически стерильны. Из всех элементов только стронций накапливался в силурийских отложениях в бассейне р. Мойеро.

Характер изменения коэффициента концентрации элементов в породах в пределах разреза показан на рис. 41.

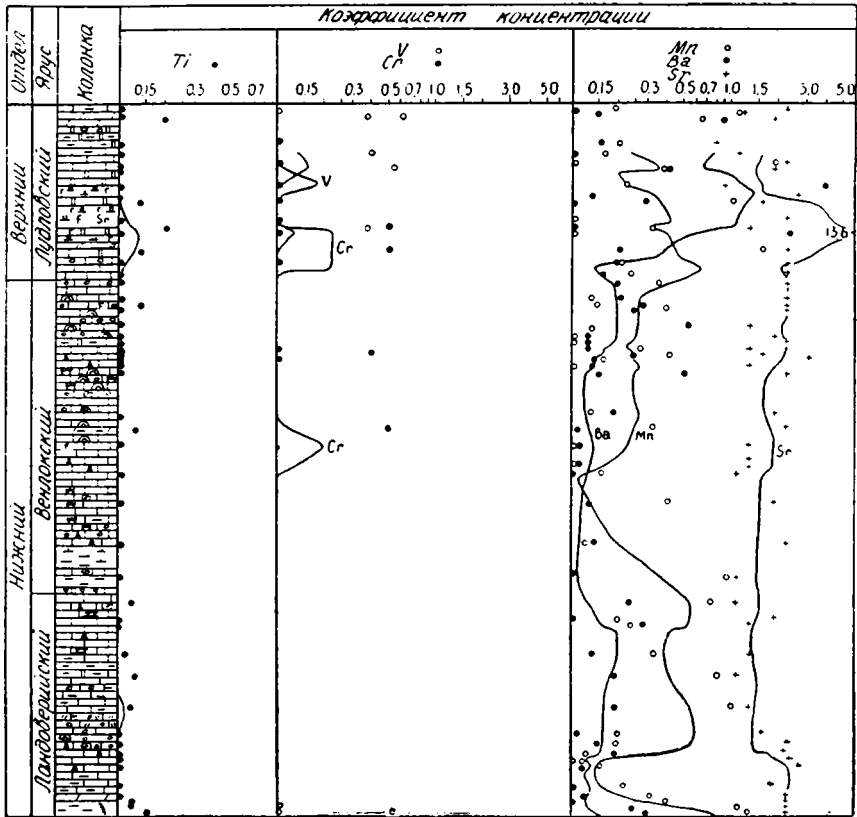


Рис. 41. Геохимическая характеристика силурийских отложений в долине р. Мойеро

В заключение раздела следует остановиться на возможных связях рассмотренных элементов с определенными типами пород.

Рис. 42 показывает закономерности содержаний стронция, бария и марганца в зависимости от общей карбонатности пород в разрезе по р. Кулюмбе.

Содержания стронция во всех трех ярусах силура находятся в прямой зависимости от содержания карбонатного материала в породах, что еще раз подтверждает только хомогенную его природу в силурийских осадках. Зависимости же бария и марганца более сложные. В ландовскийских осадках эти элементы накапливались преимущественно хомогенным путем, а в венлокских и лудловских, по-видимому, имел место и терригенный занос этих элементов в бассейны аккумуляции. Особенно это заметно при рассмотрении графика, характеризующего коррелятивную зависимость бария и марганца с карбонатной составляющей в породах верхнего силура. Но следует отметить, что в этих случаях общее содержание указанных элементов в породах незначительное.

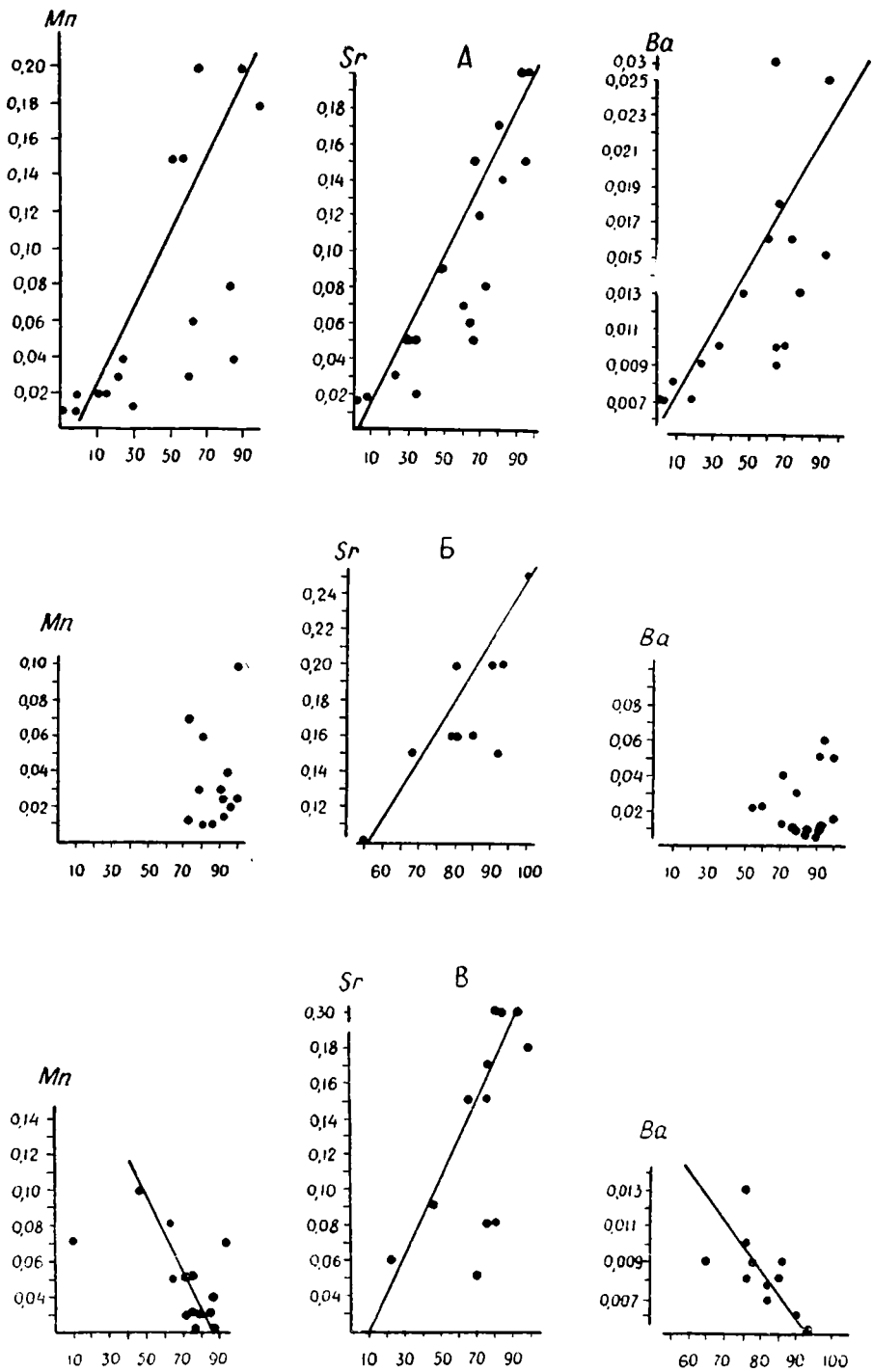


Рис. 42. Коррелятивная зависимость содержаний марганца, стронция и бария от общей карбонатности пород силура в бассейне р. Кулюмбе. Результаты анализов:

А — пород ландоверийского яруса; Б — пород венлокского яруса; В — пород верхнего силура; по горизонтали показано процентное содержание карбонатов в породах, а по вертикали — процентное содержание элементов

На рис. 43—45 показано распределение стронция, бария, марганца, ванадия, хрома и титана по петрографическому ряду пород всех ярусов силура в кулюмбинском разрезе.

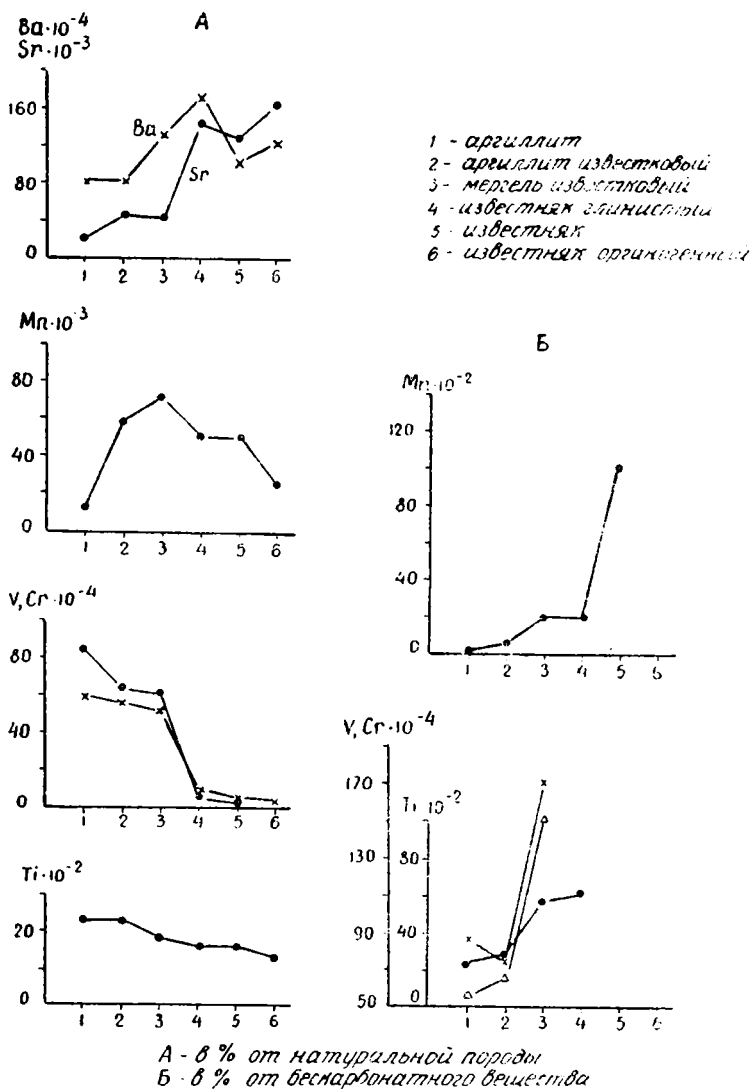


Рис. 43. Распределение элементов по типам пород ландоверийских отложений в бассейне р. Кулюмба

Хром, ванадий и титан в ландоверийских породах имеют одинаковый характер распределения. Максимальные концентрации их наблюдаются в аргиллитах, минимальные — в известняках. Такое распределение указывает на тесную связь данных элементов с терригенной частью пород. При пересчете на бескарбонатное вещество корреляционные связи проступают еще более четко. Наблюдается монотонное возрастание количественных содержаний элементов от аргиллитов к известнякам, что может указывать лишь на самую тесную связь рассматриваемых элементов с тонкодисперсной частью пород. Следовательно, вслед за Н. М. Страховым (1960), данный тип распределения малых элементов можно назвать упорядоченным контрастным.

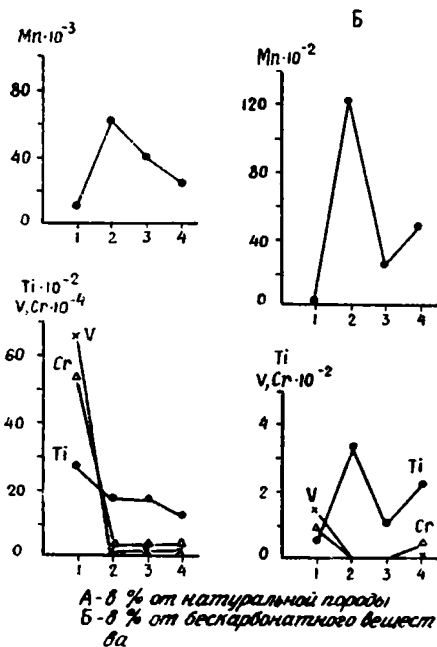
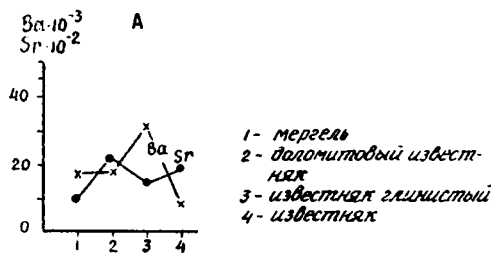


Рис. 44

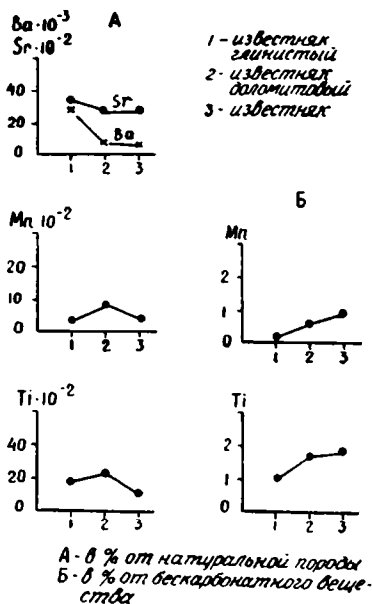


Рис. 45

Рис. 44. Распределение элементов по типам пород венлокских отложений в бассейне р. Кулюмбе.

Рис. 45. Распределение элементов по типам пород в отложениях верхнего силура в бассейне р. Кулюмбе

Стронций, барий и марганец, как мы уже видели (см. рис. 42), в ландоверийское время поступали в бассейн седиментации в виде растворов и аккумуляровались в осадках хемогенным путем.

Иная картина в распределении малых элементов наблюдается в отложениях, характеризующих венлокский ярус и верхний отдел силура (рис. 44—45). Распределение по типам пород показывает, что, как и в первом случае, ванадий, титан и хром поступали в бассейн аккумуляции в составе терригенной части пород. Но в отличие от рассмотренного выше случая при пересчете на бескарбонатное вещество однообразие в распределении элементов и возрастания их концентрации в петрографическом ряду пород не наблюдается. Это неупорядоченный тип распределения элементов.

Ряд геохимической подвижности элементов для силура по отношению содержаний элементов в крайних членах петрографического ряда пород выглядит следующим образом: $[V, Cr, Ti] \rightarrow [Mn, Ba] \rightarrow Sr$.

Так же как и в ордовикских отложениях, в силурийских установлены целестин и флюорит (см. рис. 27).

Целестин. Существенные концентрации целестина отмечены в средней части пород венлокского яруса по р. Кулюмбе. Здесь стронциеносные отложения приурочены к пачке известковых доломитов и доломитовых известняков мощностью в 7 м, в четырех образцах которой лабораторными исследованиями были установлены содержания стронция от 4,1 до 29,7%.

В результате контактового воздействия породы в различной степени перекристаллизованы. В нижней половине пачки отмечается особенно интенсивная перекристаллизация пород водорослевых прослоев доломитистых известняков. В верхней же половине ее породы преобразованы в диопсид-форстеритовые разности.

Распределение стронция в породах описываемой пачки неравномерное. Известняки и доломиты без видимых признаков вторичных изменений содержат стронций в количестве от 0,076 до 0,25%, т. е. в 2—5 раз выше кларка.

Наибольшие же концентрации его (до 29,7%) отмечены в прослоях водорослевых известняков и доломитовых известняков. Среднее же содержание (бороздовое опробование) показало в одном прослое 11,1%, в другом — 8,5%. Мощности их по 0,4 м. В измененных (диопсид-форстеритовых) породах верхней половины описываемого разреза отмечены два маломощных (0,3 и 0,15 м) прослоя с содержанием в них стронция соответственно 3,88 и 7,15%. Микроскопическими исследованиями в этих породах установлены реликты известкового доломита.

Микроскопическими исследованиями повсеместно в породах обнаруживается целестин. В отложениях без видимых признаков вторичной переработки целестин проявляется в виде мелких (0,01—0,02 мм) неправильной формы зерен. В виде единичных зерен иногда отмечается стронцианит. Во вторичном залегании целестин выражен в более крупных (1 мм) кристалликах и распределяется в породе неравномерно.

Следует отметить, что все проанализированные породы венлока и лудлова в разрезе по р. Кулюмбе обычно характеризуются высокими содержаниями в них стронция (0,1—0,4%, нередко же более 1%).

В долине р. Курейки стронциеносные отложения приурочены к пограничным слоям венлока и нижнего лудлова. Здесь в пачке доломитистых известняков видимой мощностью 3,15 м отмечаются секретиции размером до 10×30 см, гнезда и отдельные кристаллы до 3 см целестина.

Микроскопическими исследованиями целестин обнаруживается в доломитах и доломитистых известняках венлокских и лудловских отложений во всех остальных описанных разрезах. Как показали анализы, количество стронция в породах обычно в 4—9 раз превышает кларковые.

В разрезе по р. Мойеро горизонт пород с целестином наблюдается в средней части пород лудловского яруса. Здесь в толще пестроцветных брекчированных ангидрито-гипсов мощностью около 8 м рассеяны многочисленные голубовато-желтоватые кристаллы целестина размером от 1 до 7 мм. Иногда кристаллы формируют мелкие (1,5—2 см) друзы. В этом же горизонте пород часто наблюдаются выделения флюорита в виде мельчайших кристалликов или их скоплений. Насыщенность гипсо-ангидритов кристалликами целестина небольшая — менее 1%.

Приведенные материалы по литологии, геохимии и полезным ископаемым свидетельствуют о высокой стронциеносности ордовикских и силурийских отложений Сибирской платформы. О высокой стронциеносности их свидетельствуют и следующие данные.

Еще в 20-х годах П. Л. Драверт (1922, 1925) указывал, что силурийские отложения Сибири богаты соединениями стронция. А. А. Ар-

сеньевым (Арсеньев, Иванова, 1954) в разрезах венлока по рр. Аплае и Большой Батуобии (бассейн верхнего течения р. Вилюя) описаны секрции, выполненные кальцитом и целестином. В этих же районах еще в 1951 г. В. И. Курлаевым (Саратовский университет) при геологической съемке были прослежены горизонты венлокских отложений с секрциями и отдельными кристаллами целестина.

Д. С. Коробов (1960) при изучении геохимических особенностей верхнекембрийских и ордовиковских отложений в бассейне среднего течения р. Моркоки обратил внимание, что в ряде горизонтов эти отложения обогащены стронцием (0,1—0,2%). Микроскопическими исследованиями было установлено наличие в породах небольшого количества сингенетического целестина.

В. С. Старосельцевым (устное сообщение) в районе южных склонов плато Хараелах (Норильский район) была отобрана проба воды в одном из современных водотоков в поле развития пород тунгусской серии, залегающих непосредственно на отложениях лудлова. В сухом остатке (359 мг/л) этой пробы спектральным анализом был обнаружен 1% стронция. Поскольку проба воды приурочена к зоне разрывных нарушений, есть основания предполагать возможный вынос стронция подземными водами по трещинам из лудловских отложений.

Н. И. Андрусенко (1958) и В. Г. Бондарь (1959) сообщают об открытии целестина, связанного, по их мнению, с гидротермальной деятельностью траппов на территории Тунгусской синеклизы. Это месторождение находится в пермских отложениях и приурочено к одному из ответвлений глубинного Ангаро-Вилюйского разлома. Рудоносное тело представлено эруптивной брекчией, пронизанной сетью жил и прожилков гидротермального целестина. Нам представляется, что трапповый магматизм к образованию этого месторождения имеет только косвенное, а не прямое отношение, как об этом пишут И. А. Андрусенко и В. Г. Бондарь. Дело в том, что на юге Тунгусской синеклизы пермские отложения обычно залегают непосредственно на ордовиковских и силурийских образованиях, и, следовательно, последние могли явиться источником целестина. Мы полагаем, что внедрение интрузий долеритов только обеспечивало прогрев подземных вод, которые приобретали свойства обычных гидротерм. Эти воды могли растворять целестин в ордовиковских и силурийских породах, так как известно, что уже при температуре 20°C в одном литре воды растворяется 0,132 мг сульфата стронция. А эруптивная брекчия в данном случае явилась всего лишь местом разгрузки целестина. Открытий подобного рода можно ожидать в пределах Тунгусской синеклизы и в дальнейшем, особенно в ее периферийных районах, где первичные целестиноносные отложения ордовика и силура находятся на небольшой глубине от дневной поверхности.

Флюорит. Флюоритоносные отложения венлока автором совместно с Р. Г. Матухиным были прослежены во всех обнажениях, в верхнем течении долины р. Моркоки от устья р. Сеикты до устья р. Кюнде, т. е. на расстоянии около 30 км (рис. 46).

В районе р. Сеикты, в верхней части обнажения 6, в развалах доломитов, повсеместно обнаруживаются секрции размером до 12 см. Внутренняя часть их, как правило, выполнена крупнокристаллическим кальцитом, а периферийная (до 0,5 см) сложена флюоритом. Флюорит фиолетового цвета, представлен хорошо образованными кубиками размером 1—2 мм. Судя по развалам, количество флюорита в породах не превышает 2—3%. В 1 км ниже устья р. Сеикты описан разрез венлокских отложений (обн. 7) мощностью в 17 м с тремя горизонтами флюоритоносных доломитов.

В самом основании (слой 1) у уреза воды прослежены известковые доломиты с конгломератовидной текстурой и с секрциями флюорита. Размер секрций до 1—2 см. Они почти нацело сложены флюоритом.

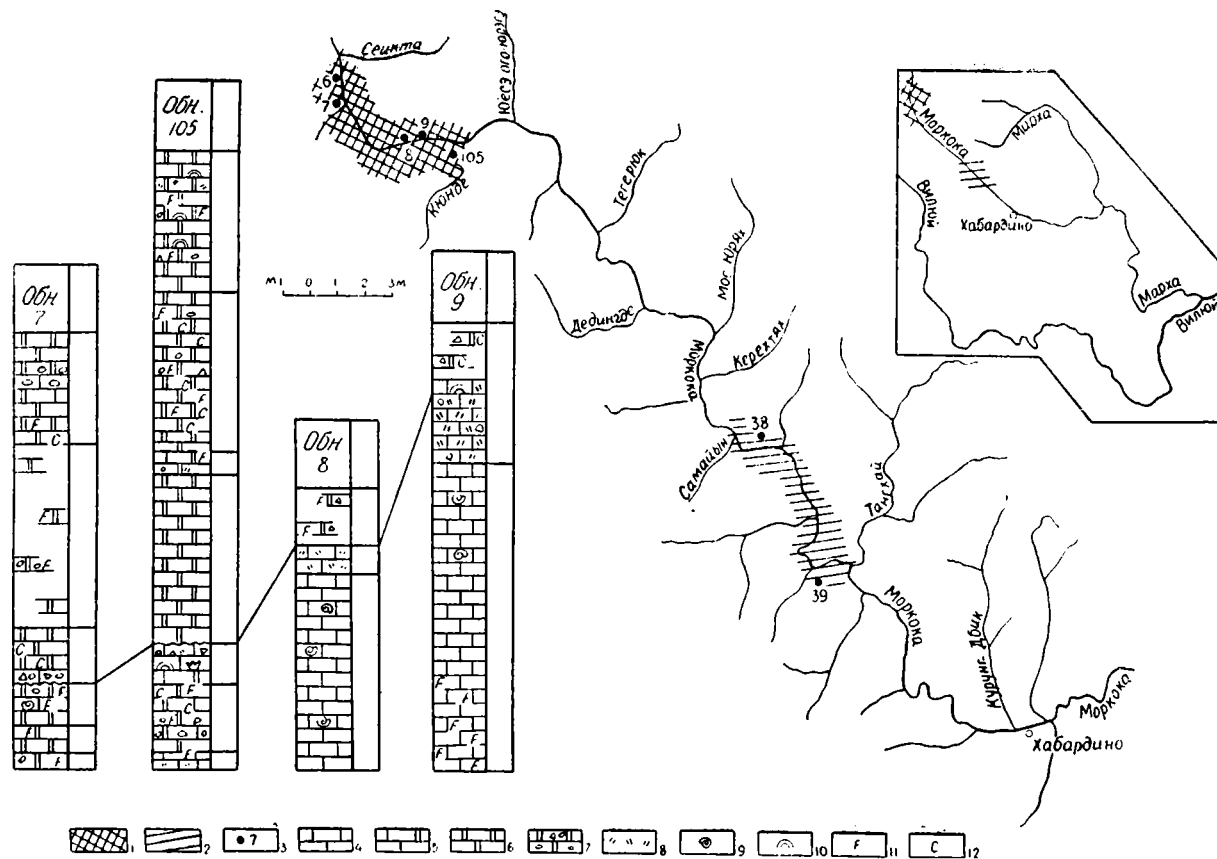


Рис. 46. Схема распространения выходов флюоритоносных отложений в долине р. Моржок:

1 — площади выходов флюоритоносных отложений силура; 2 — площади выходов флюоритоносных отложений ордовика; 3 — обнажения и их номер; 4 — известняк; 5 — доломит известковый; 6 — доломит; 7 — доломит обломочный или с обломками карбонатных пород; 8 — детрит органогенный; 9 — остатки фауны; 10 — водорослевые образования; 11 — флюорит; 12 — отпечатки каменной соли, обн. 7, 105; 8, 9 — разрезы венлокских флюоритоносных отложений

Количество флюорита составляет около 20% от породы. Видимая мощность слоя 0,4 м.

В кровле слоя 3 отмечен прослой (5 см) серых кавернозных доломитов с размером каверн от 2—3 до 10—15 см. Многие каверны выполнены (целиком или частично) золотисто-желтыми кубиками флюорита размером 0,3—0,6 см. Выше по разрезу в осыпи (слой 6) повсеместно отмечаются доломиты с гнездами и конкрециями флюорита фиолетового цвета. Вместе с флюоритом отмечаются кальцит, изредка пирит и сфалерит.

В приустьевой части р. Кюнде, в долине р. Моркоки, описан разрез венлокских отложений (обн. 105) мощностью в 23 м с тремя прослоями флюоритоносных доломитов.

В нижней части обнажений (слой 1, 2) отмечены доломиты с фиолетовым и золотисто-желтым флюоритом. Фиолетовые разности чаще образуют линзочки или конкреции размером в 2—3 см. Золотисто-желтые флюориты приурочены к кавернам пород. Насыщенность пород флюоритом невелика и не превышает первых единиц процентов. В средней части обнажения оруденение более существенно. Здесь отмечено несколько прослоев конгломератовидных известковых доломитов мощностью в 5 см с флюоритом до 20% на породу. Флюориты фиолетового и золотисто-желтого цвета. Мощность флюоритоносных доломитов около 7 м.

В кровле обнажения (слой 7) флюорит приурочен к редким прослоям водорослевых известковистых доломитов. Он отмечается здесь в виде редких мелких линзочек размером 2—3 см.

Флюорит прослежен и в ряде более мелких обнажений венлока от устья р. Сеикты до устья р. Кюнде.

Общая вскрытая мощность флюоритоносных отложений в венлоке составляет около 45 м.

По р. Мойеро флюорит отмечен в породах венлокского и лудловского ярусов силура.

В известняках серых и светло-серых, органогенно-полидетритовых с редкими строматопороидеями нижней части венлока встречены жеоды и секрции размером от 0,5 до 3,5 см. В них среди кальцита встречаются выделения флюорита. Последний приурочен, главным образом, к центральному частям секрций или жеод. Размеры кристалликов флюорита до 1,5—2 мм. Реже флюорит обрастает стенки секрций. В этом случае он более ярких фиолетовых окрасок, и центральные части секрций выполняет уже кальцит. Изредка здесь же встречаются выделения пирита. Насыщенность пород жеодами и секрциями небольшая — 1—2 секрции на 15—20 см² (в стенке обнажения).

Наиболее интересные выделения флюорита наблюдаются в верхнем венлоке — в слое доломита мощностью 1,5 м. Доломит светло-серый, прослоями (до 4 см), темно-серый; мелкозернистый, с примесью терригенного и пеплового материала и с флюоритом, цементирующим обломочные зерна и отдельные кристаллики доломита. Кроме того, флюорит образует самостоятельные прослойки мощностью до 4 см. Контакты таких прослоев с вмещающими породами резкие, неровные. Флюорит бесцветный и слабо фиолетовый. Последний находится в подчиненном количестве. Флюорит в прослоях составляет 45—50% общей массы породы. Он выполняет все поровые пространства между обломками и участками, слагает базальный цемент. Пепловый материал представлен преимущественно резко остроугольными, серповидными и веретенообразными осколками кварца и таблитчатыми зернами полевых шпатов, а также хлоритизированными частичками вулканического стекла с характерными для них причудливыми формами. Продукты разложения более тонкой фракции вулканического пепла участвуют в формировании новообразований альбита и реже кварца. Они образуют регенерационные каемки вокруг обломочных зерен и скопления кристалликов с пра-

вильными кристаллическими очертаниями. Кристаллики альбита часто сращены в сравнительно крупные агрегаты. Доломит рассеян в общей массе породы в виде мелких зерен или их скоплений — около 20—25%. Здесь же рассеяны зерна пирита изометрической формы и скопления неправильной формы титанистых образований. Всего насчитывается три прослоя флюорита мощностью по 4 см каждый, а также многочисленные слои мощностью 0,8—1,0 см.

Как уже отмечено выше, в средней части пород лудловского яруса в разрезе по р. Мойеро совместно с целестином в доломитах наблюдаются выделения мельчайших кристалликов флюорита бледно-фиолетового цвета.

Изучение флюоритоносных пород венлока показало, что так же, как и в ордовикских отложениях, здесь всегда содержится примесь флюорита, которая отмечается либо в виде неравномерно рассеянных микроскопических кристалликов, либо флюорит образует микропрослойки в доломитах. Этот первичноосадочный флюорит послужил основой для формирования двух последующих генераций. Ранняя генерация образует фиолетовые секрции, в которых флюорит хорошо раскристаллизован и имеет четко выраженную кубическую форму. Более поздняя генерация флюорита представлена золотисто-желтыми кристаллами кубической формы.

О ГЕНЕЗИСЕ НЕКОТОРЫХ ПОРОД И МИНЕРАЛОВ

Для более глубокого анализа материалов последующих разделов необходимо хотя бы кратко остановиться на генезисе фосфоритов, глауконита и граптолитовых сланцев, которые, по мнению автора, имеют важное значение при расшифровке условий осадконакопления в ордовике и силуре Сибирской платформы. Автор полагает, что по ряду вопросов генезис этих образований является недостаточно ясным.

Фосфориты, глауконит и граптолитовые сланцы широко распространены в ордовикских и силурийских отложениях и наличие их в той или иной толще для нас часто являлось определяющим при реставрации условий осадконакопления.

ФОСФОРИТЫ

Генезис большинства месторождений фосфоритов в последние два десятилетия рассматривается так или иначе с точки зрения теории, разработанной А. В. Казаковым (1939). Отправным моментом этой теории является акт обогащения растворенным фосфором и углекислотой современных глубинных океанических вод. Согласно А. В. Казакову, если эти воды будут выведены на шельф, то в результате нарушения системы равновесия за счет уменьшения парциального давления CO_2 они пересыщаются фосфором, что и обуславливает его химическую садку совместно с карбонатами кальция. Фосфатообразование, следовательно, происходит на небольших глубинах при обязательной связи шельфа с глубокими частями океана и восходящими течениями, которые обеспечивают постоянный приток «свежих» фосфатных вод.

Но указанная теория в настоящее время уже не может объяснить некоторые геологические аспекты процесса фосфатообразования. Мы считаем чрезвычайно важным установленный практикой факт, что месторождения фосфоритов и фосфатоносных отложений в сопоставимых разрезах удивительно хорошо коррелируются на огромных территориях. Этот признак рекомендуется существующими инструкциями по поискам и оценке месторождений фосфоритов в качестве поискового; следовательно, он признается как закономерность.

Основным фактором, вызывающим в природе водообмен, предполагаются устойчиво дующие в сторону моря ветры, обеспечивающие сгонные течения поверхностных вод, что компенсируется возникновением встречных глубинных (богатых фосфором) потоков водных масс. Эту точку зрения поддерживает и Н. М. Страхов (1962). Но тогда следует допустить, что сгонные ветры и компенсирующие их глубинные течения существовали только в определенных отрезки времени на огромных территориях и одновременно в различных акваториях, иначе трудно объяснить наблюдаемую ныне стратиграфическую приуроченность фосфоритов в удаленных друг от друга регионах и, более того, в различных частях света.

Поколеблены ныне и некоторые основы теории А. В. Казакова. Так, несмотря на то, что подток глубинных вод океана на шельф происходит в настоящее время по западному и восточному побережьям Африки, Перуанскому побережью Южной Америки, накопления фосфоритов здесь не отмечаются (Безруков, Лисицин, Петелин, Скорнякова, 1961), хотя А. В. Казаков считал шельф западного побережья Африки примером, подтверждающим его гипотезу.

Анализ палеогеографических обстановок месторождений фосфоритов, в том числе и месторождений Русской платформы, не дает возможности допущения связей соответствующих бассейнов с открытым океаном. Месторождения фосфоритов Скалистых гор Америки, объяснявшиеся А. В. Казаковым как месторождения, возникшие за счет разгрузки фосфора из глубинных вод на шельфе, в более поздних работах американских геологов (McKelvey, 1959 и др.) рассматриваются как месторождения, формирование которых происходило в замкнутых бассейнах. Подсчитано также (McKelvey, Swanson, Sheldon, 1953), что количество фосфора только в одной формации фосфория в пять раз больше, чем в современном океане. Интересны расчеты А. И. Смирнова (1962), показывающие, что для накопления только 300 тыс. тонн P_2O_5 , приходящегося на полосу шириной в 1 м в Каратаусском бассейне, по схеме А. В. Казакова, потребовалось бы время от архея до ныне.

В гипотезе А. В. Казакова о происхождении фосфоритов нет указаний, какие геологические признаки следует брать за основу при поисках фосфоритов. Это, пожалуй, ее главный недостаток.

Биолитная теория происхождения фосфоритов, разработанная А. А. Кайзерлингом, а затем развитая Д. Мерреем, Л. Кайе, Я. В. Самойловым и А. Д. Архангельским (Бушинский, 1966), предполагает массовую гибель организмов. В результате разложения организмов высвобождался фосфор, который затем связывался с кальцием и осаждался в виде фосфорита. Гипотеза эта в настоящее время не принимается большинством геологов, поскольку она не подтверждается фактическим материалом. Многие месторождения фосфоритов лишены остатков фауны. О. И. Дмитриенко и Т. П. Павлова (1962) подсчитали, что если бы все организмы современных морей погибли одновременно, то и они не обеспечили бы образования даже одного слоя фосфоритовых желваков.

Известной популярностью пользуется вулканогенная гипотеза происхождения фосфоритов, разработанная Н. С. Шатским (1955). Согласно его представлениям, фосфор совместно с кремнеземом поставляется вулканическими очагами в геосинклинальных областях и выпадает вдали от них, образуя отдаленные кремнистые формации. Такая точка зрения основывается только на пространственной связи эффузивов и фосфатно-кремнистых отложений некоторых геосинклинальных районов и не может быть принятой, поскольку в ней не обосновывается геохимическая сторона процесса формирования указанных формаций, на что обратили внимание Н. М. Страхов и А. И. Смирнов.

Г. И. Бушинский (1966) выдвинул гипотезу происхождения фосфори-

тов, названную им биохимической, согласно которой фосфор приносится в бассейн осадконакопления реками с гумидных равнин в виде растворенных фосфатов, где он концентрировался организмами, преимущественно планктонными. При отмирании эти организмы высвобождали фосфор, который переходил в фосфат. Часть фосфата снова вовлекалась в биологический круговорот, а часть формировала конкреции, псевдоморфозы и неправильные массы. Основным условием для формирования месторождений фосфоритов таким путем необходим обильный «дождь» отмирающих организмов и быстрое их разложение на дне.

Эта гипотеза также не может ответить на ряд вопросов. Так, почему фосфориты всегда приурочены к основанию трансгрессивных этапов осадконакопления, а фосфоритовые толщи часто отделены от подстилающих их пород континентальными перерывами. Почему фосфориты и фосфоритоносные отложения ассоциируют с высокозрелым материалом — кварцевыми песками и песчаниками и с кремнистыми породами и др.

Попробуем ответить на поставленные вопросы с иных отправных моментов, базируясь, главным образом, на известном нам сибирском материале. Сибирская школа литологов, представителем которой является и автор, придает исключительно большое значение процессам выветривания пород при образовании не только остаточных, но осадочных полезных ископаемых. Мы полагаем, что благоприятными эпохами для образования ряда полезных ископаемых, в том числе и фосфоритов, являются эпохи интенсивного формирования коры выветривания в областях питания и ее переотложения, т. е. эпохи формирования высокозрелых пород. В одних случаях рудные залежи возникают непосредственно в профиле коры выветривания (например, боксит, каолинит и др.), в других же — концентрации полезного ископаемого возникают в результате размыва и дальнейшего переотложения продуктов коры выветривания (железные руды, россыпи, кварцевые пески и др.). Установлено, что фосфориты всегда ассоциируют с высокозрелыми породами. На это указывали и такие крупные знатоки геологии фосфоритов, как Г. И. Бушинский, Б. М. Гиммельфарб, А. В. Казаков и др. В литературе неоднократно обращалось внимание на парагенезис фосфоритов с кремнистыми породами и терригенным кварцевым материалом.

На платформах все или почти все месторождения фосфоритов приурочены к основанию трансгрессивных морских отложений. Установлено, что разновозрастные горизонты фосфатоносных пород, формировавшиеся в различных геоструктурных условиях, прослеживаются на огромных территориях. Эти же закономерности наблюдаются и при анализе сибирских материалов. В общем виде их можно сформулировать следующим образом.

1. Фосфатоносные отложения в сопоставимых разрезах повсеместно приурочены к одним и тем же стратиграфическим уровням.

2. Фосфориты всегда приурочены к породам высокой зрелости — часто ассоциируют с породами существенно кварцевого состава, кремнями, кремнистыми известняками и доломитами, каолинитом, железными и марганцевыми рудами.

3. Во всех или почти во всех фосфатоносных разрезах отмечаются видимые перерывы в осадконакоплении либо резкая смена литологического состава пород на уровнях появления фосфоритов и фосфатоносных отложений.

4. В платформенных условиях наибольшие концентрации фосфоритов отмечаются в подошве или в нижних горизонтах трансгрессивных отложений. В геосинклинальных условиях, помимо четкой связи фосфоритов с кремнистыми формациями, часто отмечается их пространственная связь с эффузивами.

В разрезе Хараулахских гор, охватывающем по возрасту карбон, пермь и триас, доказано (Бгатов, Герасимов, Дивина, 1967), что породы, обогащенные фосфором, наиболее часто встречаются в зонах сочленения регрессивных и трансгрессивных осадков, где распространены более зрелые породы по отношению к подстилающим и перекрывающим их отложениям. К этим переходным горизонтам приурочены существенно кварцевые алевролиты и песчаники, иногда с прослоями гравелитов и конгломератов, а также максимальная фосфатизация пород.

Регрессивные этапы осадконакопления заканчивались выводом соответствующих осадков в зону выветривания. В процессе выветривания слабо фосфатизированные породы в результате выщелачивания карбонатной составляющей, разложения, выноса и перераспределения неустойчивых к химическому выветриванию компонентов обогащались фосфором и, естественно, чем сильнее были обогащены фосфором осадки, обнажавшиеся в конце регрессивного этапа седиментации, тем выше была фосфатизация остаточных продуктов выветривания. Наиболее мощные горизонты зрелых пород приурочены к зонам сочленения крупных осадочных циклов (осадочных серий), к ним же приурочены наиболее повышенные концентрации фосфора. В маломощных прослойках относительно зрелых пород, характеризующих зоны сочленения циклов меньшего, чем серия, порядка, отмечается и незначительное увеличение содержания P_2O_5 по отношению к содержанию его в подстилающих и перекрывающих отложениях. Следовательно, количество фосфора здесь находится в прямой зависимости от длительности выветривания пород. Повышение зрелости пород, т. е. относительное увеличение в их терригенной составляющей роли кварца (компонента, устойчивого к химическому выветриванию) и уменьшение роли полевых шпатов и обломков эффузивов (компонентов, неустойчивых к химическому выветриванию), также находится в прямой зависимости от интенсивности и длительности выветривания обнаженных пород.

Для лучшего понимания излагаемого ниже материала необходимо пояснить, в каких условиях происходит накопление и миграция фосфора в зоне выветривания. Известно, что благоприятными условиями миграции соединений фосфора в растворах является слабокислая среда ($pH=4-6$). Природные фосфаты устойчивы при $pH=6,5-9$, особенно при повышенном содержании в растворе соединений кальция с такими сильными анионами, как Cl^- , SO_4^{2-} (Казаков, 1937, 1939, 1950; Смирнов и др., 1958; Рожкова и др., 1962). Такие особенности хорошо согласуются с миграцией фосфора в современной таежно-подзолистой зоне — в низинных болотах и прибортовых торфяниках (Krusch, 1922; Бушинский, 1946; Николаев, 1947; Герасимов и др., 1966). Интересны исследования Г. И. Бушинского (1951) по современному выветриванию фосфоритов. Он показал, что все фосфориты, залегающие на глубинах до 15 м, выветриваются в различных климатических условиях. Так, при исследовании процессов выветривания брянских фосфоритов им было установлено, что фосфориты, заключенные в породах с $pH>6,5$, практически не изменяются, а находясь в более кислых условиях выщелачиваются. Сходные результаты были получены и при исследовании некоторых других месторождений. В зависимости от климата, состава и физического состояния вмещающих пород меняется и интенсивность выветривания фосфоритов. Однако в любом случае в первую фазу происходит накопление в профиле выветривания фосфата за счет выщелачивания карбонатного материала. «Карбонаты, — как пишет Г. И. Бушинский, — первые принимают на себя все атаки почвенных и минеральных кислот и поддерживают слабо щелочную реакцию до тех пор, пока не будут выщелочены полностью. Кислоты могут воздействовать на фосфаты только после уничтожения карбонатов» (1951, стр. 600). Естественно,

что с удалением карбонатов в верхних горизонтах коры выветривания среда становится кислой, в условиях которой начинается не только растворение и вынос фосфатного вещества, но и разрушение неустойчивых к химическому выветриванию силикатных комплексов. Фосфатный материал выносится из коры выветривания, высаживаясь вновь в более нижних горизонтах или в стороне, где продолжает сохраняться щелочная среда. В зависимости от времени и конкретных условий выветривания, по мере освоения кислыми растворами более низких горизонтов коры выветривания, фосфатное вещество будет перемещаться все ниже и ниже по профилю выветривания.

Исключительно широкое площадное развитие на территории Сибирской платформы имеют среднеордовикские фосфатизированные породы и фосфориты, что можно видеть из палеогеографических карт, построенных О. И. Никифоровой (1955). Наиболее фосфатносыны криво-луцкие отложения. С ними связаны относительно крупные залежи фосфоритов. Породы криволуцкого яруса повсеместно залегают трансгрессивно. Наибольшая концентрация фосфоритов наблюдается в нижних горизонтах яруса.

Почти все геологи отмечают перерыв в осадконакоплении между нижним и средним ордовиком на территории Сибирской платформы. «Резкая смена вещественного состава пород и фаунистических комплексов на границе нижнего и среднего ордовика,— пишет О. И. Никифорова,— залегание фаунистически охарактеризованных горизонтов криво-луцкой свиты на различных горизонтах нижнего ордовика, а также отсутствие в некоторых районах фаунистически охарактеризованных отложений самой криволуцкой свиты (среднее течение р. Вилюя), указывают на существенный перерыв в отложениях между этими отделами на всей территории Сибирской платформы и, возможно, за ее пределами» (1955, стр. 73).

В нижнем ордовике осадконакопление на территории Сибирской платформы происходило на фоне регрессирующего бассейна, что будет показано при характеристике соответствующих карт несколько ниже. При описании конкретных разрезов и в разделе «Литология и геохимия» нами уже обращалось внимание на то, что отложения, характеризующие верхние горизонты нижнего и нижние горизонты среднего ордовика, сложены породами исключительно высокой зрелости. Их терригенная составляющая песчано-алевритовой размерности всегда представлена почти целиком кварцем, а в глинистой фракции часто отмечается каолинит. Породы чуньского яруса в верхних горизонтах нередко кремнистые и повышенно фосфатизированные (Мирошников, Щеглова, 1960; Бгатов, Еникеева, 1962).

В последние годы появляется все больше и больше материалов о наличии длительного континентального перерыва между нижним и средним ордовиком (Бгатов, 1966; Марков, 1967). Имеются и прямые указания на существование коры выветривания и ее переотложенных продуктов на рубеже нижний—средний ордовик. Г. Н. Черкасов (1967) в бассейне р. Подкаменной Тунгуски описал фосфорсодержащие продукты коры выветривания. Остатки предкриволуцкого элювия с фосфоритами установлены в бассейне нижнего течения р. Подкаменной Тунгуски Г. Н. Черкасовым и Б. М. Струниным (1968), Е. К. Герасимовым и Е. П. Марковым.

Д. И. Мусатов (КГУ) в личной беседе сообщил автору, что на территории междуречья Ангара—Подкаменная Тунгуска геологами Красноярского геологического управления обнаружены остатки предкриво-луцкого элювия с фосфоритами и свободным глиноземом.

Таким образом, как и ранее (Бгатов, 1966), мы утверждаем, что на рубеже нижнего и среднего ордовика существовал не просто стратигра-

фический перерыв, а перерыв континентальный, во время которого подвергались выветриванию нижнеордовикские (чуньские) песчанистые и алевролитистые фосфатизированные осадки. В результате выветривания произошло удаление щелочных земель, разложение алюмосиликатных минералов, перераспределение и обогащение фосфатом пород в профиле выветривания. Криволучкая трансгрессия привела в движение прежде всего предкриволучкий структурный элювий, к взмучиванию и механической дифференциации слагающих его пород. Поэтому фосфоритовые желваки и стяжения как наиболее крупные монолитные тела оказались в основании базальных трансгрессивных осадков. Однако среднеордовикская трансгрессия неоднократно прерывалась, а порой сменялась и кратковременными регрессиями, которые иногда обеспечивали вывод осадков бассейна аккумуляции в зону выветривания, после чего вновь наступала трансгрессия.

В настоящее время нами накоплен материал, который позволяет утверждать, что развитие морских трансгрессий и регрессий на территории Сибири носило пульсационный характер. Каждая трансгрессивная волна распадается на ряд мелких трансгрессивных и еще более мелких регрессивных этапов и, наоборот, регрессивная волна распадается на ряд мелких регрессивных и еще более мелких трансгрессивных этапов (Бгатов, Казаринов, 1965). Эта же закономерность была отмечена и при описании фосфатности верхнепалеозойских и нижнемезозойских отложений в Хараулахском разрезе и ордовикских отложений бассейна р. Подкаменной Тунгуски (Еникеева, Марков, 1965). Поэтому в фосфатных разрезах, во всяком случае в платформенных условиях, обычно отмечается несколько фосфоритовых, часто сближенных горизонтов.

Типовой разрез фосфатных криволучких образований отражен в материалах Н. А. Красильниковой (1959), изучавшей катангский фосфоритноносный бассейн. Приводимые ею в работе типовые разрезы фосфоритноносных отложений построены по трансгрессивному плану, но трансгрессия развивалась не постепенно, как об этом пишет Н. А. Красильникова, а с перерывами. На колонках ею показано чередование пачек песчаников, алевролитов и аргиллитов. Обозначены и перерывы в осадконакоплении, отчетливо наблюдаемые в основании наиболее мощных фосфоритовых конгломератов. Все породы толщи в той или иной мере фосфатносы, но наибольшие содержания фосфора отмечаются в основании трансгрессивных пачек, которые мы рассматриваем как продукт перемыва коры выветривания.

А. В. Казаков (1939), изучив большинство известных фосфоритных разрезов Русской платформы, пришел к выводу, что все они построены по единому плану. Им был выделен структурный тип колонок. Нижним членом этих колонок является базальный конгломерат с гальками «древней генерации» (фосфориты, кремни, песчаники, известняки и т. д.). Над базальным конгломератом залегают обычно фосфатноносные кварц-глауконитовые пески или песчанистые глины. Фосфатноносность здесь проявляется в форме мелких фосфоритных зерен (микроконкреций), постепенно усиливаясь вверх к главной зоне фосфатонакопления — собственно фосфоритный слой. Над фосфоритным слоем залегают обычно слабофосфатизированные глауконит-песчанистые осадки, переходящие кверху в основном в тонкие глубоководные осадки.

Как указывает А. В. Казаков, формированию базального конгломерата предшествовал перерыв в осадконакоплении. Этот слой трансгрессивно налегает на подстилающие его отложения; после него следовала кратковременная регрессия, закончившаяся новым перерывом, а затем — новая трансгрессия. Мы полагаем, что в обоих случаях был не только перерыв в осадконакоплении, но перерыв континентальный. Базальные конгломераты и здесь являются продуктом перемытой коры

выветривания за счет фосфатизированных пород, по которым развивалась эта кора. На фосфатность пород, подстилающих базальный конгломерат, указывает и А. В. Казаков. Все месторождения фосфоритов Русской платформы отличаются высокой зрелостью вмещающих их пород. Как отмечает Б. М. Гиммельфарб (1965), кварц является одним из основных терригенных минералов платформенных фосфоритов, а полевой шпат встречается в виде единичных зерен. Эти особенности резко отличают фосфоритные разрезы от подстилающих и перекрывающих их отложений.

Известно, что А. В. Казаков происхождение базальных фосфоритных конгломератов рассматривал как продукт абразии шельфа, где фосфориты возникают за счет химической садки P_2O_5 из глубинных морских вод. Мы же считаем, что на определенных этапах развития морское дно выبودилось на дневную поверхность, превращалось в сушу, и здесь шли процессы нормального континентального выветривания с перераспределением вещества в накопленных ранее осадках. Морская трансгрессия, сменявшая континентальный режим, приводила к переработке продуктов коры выветривания. Фосфатное вещество и кремнистые образования коры выветривания окатывались и формировали базальные слои трансгрессивных осадков. Только этим можно объяснить исчезновение полевых шпатов и других неустойчивых к химическому выветриванию компонентов и относительно повышенную роль кварца в фосфоритовых разрезах. Отметим, что к числу типичных платформенных разрезов фосфоритов, формирование которых произошло исключительно химическим путем в шельфовой зоне, А. В. Казаков относил Вольское месторождение (Среднее Поволжье). Однако существует и иная точка зрения о генезисе этих фосфоритов. А. И. Кукуев (1960), много лет посвятивший изучению закономерностей размещения фосфора в разрезах вольских фосфоритов, пришел к выводу, что богатые концентрации P_2O_5 в породах возникли за счет выветривания верхних горизонтов маастрихтского мела и одновременной концентрации в нем рассеянного фосфора. В маастрихтских породах, по данным А. И. Кукуева, повсеместно содержится P_2O_5 от долей до 2%. Этот фосфор и послужил основой для формирования промышленного месторождения в результате перераспределения вещества при химическом выветривании. «Можно полагать, что образование горизонтов окремнелых мергелей, трепеловидных и мелоподобных пород, обогащенных фосфором, произошло в результате выщелачивания и выноса карбонатов из верхних горизонтов маастрихтского мела и одновременной концентрации в нем рассеянного фосфора. Этот процесс, по-видимому, происходил в период континентального (разрядка наша — В. Б.) режима на рубеже мезозойской и кайнозойской эр». И далее: «Высокое содержание в вольских фосфоритах фосфорного ангидрита (до 39%) и своеобразный петрографический состав их можно объяснить повышенным содержанием в материнской породе рассеянного фосфора, а также более продолжительным временем пребывания этих пород в континентальных условиях, благоприятных для обогащения их фосфором» (Кукуев, 1960, стр. 244). В ряде мест, в том числе у г. Вольска, эти фосфориты размыты и образуют базальные слои палеоценовых отложений.

Большой интерес для иллюстрации развиваемой точки зрения представляет Ашинское месторождение фосфоритов в Приуралье, описанное Г. И. Водорезовым, Н. П. Варламовым и М. А. Мульменко. Это месторождение высокосортных фосфоритов (P_2O_5 до 30%) возникло в результате химического выветривания слабофосфатизированных артинских известняков (P_2O_5 от 0,6 до 2,2%). Формирование месторождения происходило как в результате выщелачивания карбонатного материала и накопления остаточного фосфора, так и в результате привноса

его кислыми растворами. Процессы выветривания, как пишут авторы, приводили то к усиленному растворению и выносу карбонатов и замещению их фосфатами, то к частичному растворению тех и других и замещению их кремнеземом. Эти процессы, по мнению Г. И. Водорезова, Н. П. Варламова и М. А. Мульменко, имеют аналогию с образованием коры выветривания в мезозое Приуралья.

Можно привести еще целый ряд примеров, доказывающих большое значение континентального выветривания для формирования месторождений фосфоритов. Так, В. П. Казаринов и А. Л. Яншин (1961) отмечают, что на северо-западном берегу Байкала наиболее качественные месторождения фосфоритов возникли на головах слоев первично-осадочных бедных фосфоритов в результате их континентального выветривания (Сарминское месторождение). Г. И. Спандерашвили (1965) указывает на широкое развитие континентальных высококачественных фосфоритов в Горной Шории, которые формировались по первично-осадочным бедным фосфоритам и фосфатоносным отложениям. Он выделяет метасоматические и остаточные фосфориты, формировавшиеся, главным образом, в карстовых полостях. В результате длительного выветривания в остаточных фосфоритах, как отмечает Г. И. Спандерашвили, происходит вынос фосфора и обогащение их кремнием, глинистым веществом, гидроокислами железа, глиноземом.

Вторичные месторождения фосфоритов, формирующиеся по бедным рудам и фосфатоносным отложениям, широко развиты и в других районах Саяно-Алтайской области, в частности в Кузнецком Алатау, Восточном Саяне и других районах. Все выявленные промышленные месторождения фосфоритов вторичные (Михайлов, Смилкстын и др.).

В юго-восточной окраине Салаира в бассейне рр. Томь—Чумыш была вскрыта кора выветривания с фосфоритами, возраст которой, по мнению Ю. К. Горецкого (1944), соответствует позднему мезозою либо началу третичного периода, что отвечает времени формирования бокситоносной коры выветривания, сохранившейся местами на Салаире.

Приведем один из разрезов (дудка), описанный Ю. К. Горецким (сверху вниз);

1. Красная плотная порода, содержащая желтые включения выполенные тонкочешуйчатым серицитом 0,5 м;
2. Сильно выветрелая порода розовато-желтой окраски, содержащая мелкие линзочки фосфорита. В верхней части слоя наблюдается более плотная кремнистая порода, обладающая занозистым изломом 0,8 м;
3. Зеленовато-желтый сланец с тонкими прослойками марганцевой руды и мелкими линзочками фосфорита 0,4 м;
4. Фосфорит плотный желтовато-бурого цвета; местами порода пропитана окислами марганца, приобретает в этом случае черный цвет и брекчиевидную структуру 0,3 м;
5. Глинистые сланцы сильно выветрелые, содержащие мелкие линзы (мощностью 0,05—0,10 м) белого чистого фосфорита 0,3—0,4 м;
6. Известняк серый плотный, переполненный остатками амфибол 0,3 м.

Обогащение нижних горизонтов профиля коры выветривания Ю. К. Горецкий объясняет перемещением P_2O_5 из верхних горизонтов параллельно с выветриванием пород. В то же время из описания приведенного разреза видно, что верхние горизонты обогащены кремнеземом, где, естественно, не могут присутствовать неустойчивые к химическому выветриванию компоненты.

Интересно отметить, что все описанные коры выветривания, связанные с накоплением фосфоритов, относятся только к тем месторождениям, которые в настоящее время выходят на дневную поверхность и не перекрыты более поздними осадочными образованиями, в частности

морскими. И это не случайно, так как трудно себе представить, чтобы морская трансгрессия в процессе наступления на континент не переработала бы исключительно податливый к механическим воздействиям элювиальный плащ. Например, если бы на территории Ашинского, Сарминского или любого другого элювиального месторождения фосфоритов хлынули морские воды, то абразия привела бы к тому, что элювиальные фосфориты в значительной мере оказались бы «базальным фосфоритовым конгломератом» за счет окатывания крупных фосфатных стяжений и линз, подобно третичным месторождениям фосфоритов Флориды (США). Здесь, как известно (Орлова, 1951), фосфатизированная толща пород формации хаутори (нижний миоцен), по мнению американских геологов, послужила основой для формирования вторичных месторождений континентальных и морских фосфоритов. Формация хаутори сложена фосфатизированными мергелями, известняками и глинами. В течение среднего и верхнего миоцена в результате континентального выветривания были сформированы остаточные богатые фосфоритовые месторождения, сохранившиеся в настоящее время в карстовых впадинах. В тех случаях, когда формация хаутори перекрыта морскими плиоценовыми образованиями (формация бон вэли), в их основании наблюдаются галечники фосфоритов мощностью до 7,5 м, представляющие собой продукт перемыва континентальных фосфоритов.

На основании изложенного автор приходит к следующим выводам:

1. Платформенные месторождения фосфоритов — преимущественно переотложенные продукты коры выветривания;

2. Формирование коры выветривания происходило в период континентального режима, который иногда создавался на рубежах морских регрессий и трансгрессий;

3. Источником фосфатного материала являлся рассеянный фосфор в породах, возникавших в регрессивную стадию осадконакопления;

4. Климат, длительность и интенсивность континентального выветривания были определяющими факторами в формировании остаточных месторождений фосфоритов. Процесс обогащения элювия фосфатами шел до тех пор, пока в породах не исчезал карбонатный материал, т. е. пока среда выветривания была щелочной. Наряду с выщелачиванием карбонатного материала происходило разложение алюмосиликатных комплексов, гибель неустойчивых к химическому выветриванию компонентов в терригенной составляющей выветривающихся пород и относительно обогащение их устойчивыми компонентами;

5. Морские трансгрессии, сменявшие континентальный режим на платформах, приводили к взмучиванию и перераспределению элювиального материала. Фосфоритовые стяжения, желваки и конкреции как наиболее крупные монолитные тела, вымываясь из коры выветривания, оказывались в основании базальных трансгрессивных осадков, формируя базальные фосфоритные конгломераты. Несколько позже осаждались кварцевые частицы и мелкий фосфатный материал. Только этим можно объяснить отсутствие или незначительные количества неустойчивых к химическому выветриванию обломочных компонентов, в частности полевых шпатов, в фосфоритовых месторождениях.

Возможно, что в какой-то мере выявленные закономерности применимы и к геосинклинальным фосфоритам. Дело в том, что в настоящее время работниками Западно-Сибирского геологического управления (Сухарина, 1965; Спандерашвили, 1965) и СНИИГГИМСа (Краевский, Винкман и др., 1965; Смилкстын, 1967) установлено, что в ряде районов Саяно-Алтайской складчатой области фосфориты приурочены к зоне перехода доломитов к известнякам. На этом рубеже несогласия пока не отмечены, но, возможно, они затушеваны однотипным составом метаморфизованных пород, как об этом пишет А. Н. Сухарина (1965).

Отличительной особенностью месторождений платформенных фосфоритов является их связь с глаукоконом. Если проанализировать минералогический состав вмещающих фосфориты пород и сопутствующих им образований на платформах и геосинклиналях по имеющимся литературным источникам, то легко убедиться в том, что и в геосинклинальных и в платформенных месторождениях можно найти ряд общих признаков: существенно кварцевый состав терригенной примеси, возможное присутствие кальция, пирита, доломита и других аутигенных минералов. Можно найти общность и в геологической характеристике месторождений, но глаукоконитовая примесь во вмещающих породах — привилегия платформенных месторождений фосфоритов. Поскольку глаукоконит является здесь минералом обязательным, можно полагать, что парагенез «фосфорит — глаукоконит» на платформах — явление закономерное, и оно требует объяснения. Вместе с тем, с точки зрения автора данной работы, достаточно аргументированного обоснования этого явления для понимания условий формирования указанного парагенеза в литературе нет.

Как известно, на генезис глаукоконита существуют три точки зрения, подробно разобранные в свое время еще Л. В. Пустоваловым (1940). Одна из них предполагает связь глаукоконита с жизнедеятельностью организмов, другая — с гальмиролизом, и наконец, третья отдает предпочтение хемогенной седиментации глаукоконита из морских растворов. Чтобы принять ту или иную точку зрения или высказать свою, необходимо обратиться к анализу фактического материала по современному процессу глаукоконитообразования в природе.

В соответствии с картой донных осадков Мирового океана, составленной П. Л. Безруковым, А. П. Лисицыным, В. П. Петелиным, Н. С. Скорняковой (1961), глаукоконит распространен в окраинных частях современных океанов. Осадки, обогащенные глаукоконом, встречаются у побережий Северной и Южной Америки, Западной Европы, Африки, Австралии, Новой Зеландии, близ Индостана, Японии. Как пишут авторы указанной карты, глаукоконит тяготеет к осадкам нижней части шельфов и верхней части материкового склона и лишь в редких случаях в заметных количествах он присутствует на глубинах более 1500—2000 м. В географическом отношении район распространения современных глаукоконитовых осадков довольно широк — от 55° ю. ш. до 45° с. ш.

Надо отметить, что еще Н. С. Шатский (1954, 1955), обратив внимание на районы распространения глаукоконита в современных осадках, подчеркнул, что глаукоконитообразование происходило и в древние эпохи, в частности в верхнем мелу и эоцене, в мелководных морях в полосах морских донных течений при температуре выше 15°C, но химизм возможного процесса им не разбирался.

Что же общего между всеми районами современного или сравнительно недавнего глаукоконитообразования? Ответ на этот вопрос можно получить при анализе новейшей тектоники. Все они роднятся между собой тем, что испытывают в настоящее время или испытывали в недавнем прошлом движения отрицательного знака. Обратимся к фактам.

На восточном побережье Северной Америки область глаукоконитообразования прослеживается примерно на широте г. Бостона на севере и далее на юг, включая район распространения Больших Антильских островов. Известно, что Североамериканский континент испытывает в настоящее время достаточно активные тектонические движения. При этом северная часть его поднимается, а южная опускается (Белоусов, 1954). На Атлантическом побережье полуостров Лабрадор поднимается, а по направлению к югу поднятие ослабевает и сменяется опусканием. Имеются точные замеры интенсивности движений земной коры в этих рай-

онах (мм/год): устье р. Св. Лаврентия $+0,5 (\pm 0,3)$ ¹, г. Галифакс $1,3 (\pm 0,5)$, г. Сент-Джон $+0,1 (\pm 0,7)$, г. Портленд $+2,1 (\pm 0,8)$, г. Бостон $-1,5 (\pm 0,6)$, г. Нью-Йорк $-2,3$, г. Балтимор -3 . Известно также, что котловина Карибского моря образовалась в третичное время в результате опускания суши между Венесуэльскими и Антильскими кордильерами (БСЭ). Это опускание продолжается и в настоящее время, поскольку Карибское море изобилует коралловыми постройками.

Тихоокеанское побережье Северной Америки отличается преобладанием поднятий в современную геологическую эпоху, за исключением той ее части, которая пространственно совпадает с Калифорнией. Здесь движения более сложные. На фоне поднятий в поздние геологические эпохи на этой территории имели место и опускания, о чем свидетельствует Калифорнийский залив, образовавшийся в результате прогибания соответствующей территории. Этот прогиб заполнен меловыми, третичными и четвертичными осадками. К западному побережью Калифорнийского полуострова приурочены и глауконитовые осадки.

К сожалению, о тектонических движениях Южной Америки сведений значительно меньше. Однако известно, что береговая зона Патагонии опущена и затоплена. Область распространения современных глауконитовых осадков в Южной Америке пространственно локализуется и в тихоокеанском и атлантическом побережье Патагонии.

В пределах Европейского континента глауконитовые осадки прослежены по западному побережью Пиринейского полуострова, которое в недавнем геологическом прошлом опустилось под уровень Атлантического океана. Об этом свидетельствуют русла современных рек, прослеживающиеся на дне современного океана.

Широкое распространение глауконитовых осадков наблюдается в прибрежных частях Африканского континента как со стороны Атлантического, так и Индийского океанов. Несмотря на то, что Африканский континент в целом представляет собой древнейшую платформу, не заливавшуюся с начала палеозоя морем, в районах, прилегающих к океанам, заметны следы кратковременных морских трансгрессий, в том числе мезозойских и кайнозойских (Орлова и др., 1950). В настоящее время, по-видимому, в ряде районов прибрежной Африки движения отрицательного знака являются преобладающими, что можно установить по следующим признакам. Известно, например, что долина р. Конго продолжается по дну океана на расстояние 145 миль от берега. Один из крупнейших специалистов геологии моря Ф. Шепард полагает, что своему происхождению каньон Конго обязан опусканию материка. Уместно отметить, что с его точки зрения все каньоны являются «... результатом древней речной эрозии во время более высокого положения побережий, медленного погружения материковых окраин...» (Шепард, 1964, стр. 157). Следы недавнего опускания отмечаются и на крайнем юге Африки, где сохранены кайнозойские отложения (Орлова и др., 1950). Наличие материковых островов (Занзибар, Пемба и др.) и коралловых построек свидетельствует об опускании Африканского материка и в Индийском побережье.

Следы новейших опусканий береговой линии Австралии и Новой Зеландии, где широко развиты глауконитовые осадки, подтверждаются наличием здесь мезозойских и кайнозойских отложений. В Австралии, кроме того, в ряде мест отмечается затопление древних речных долин современными морскими водами. Интересно отметить также, что Тасмания была отделена от Австралии (Кропоткин, БСЭ) проливом Басса на памяти человека.

Таким образом, все районы развития молодых глауконитовых осад-

¹ + поднятие, — опускание.

ков окружают погружающиеся или погружавшиеся в самом недавнем геологическом прошлом участки современной суши.

Наконец имеется еще одна особенность, характерная для районов распространения молодых глауконитов — климатическая. Процесс глауконитообразования реализовался (или реализуется в настоящее время) в тропических и субтропических условиях. На прилегающих континентах в недавнем геологическом прошлом или в настоящее время интенсивно формируются коры выветривания.

Как известно, процесс выветривания в тропических и субтропических условиях при достаточном количестве влаги сопровождается интенсивным расщеплением горных пород до свободных окисных форм отдельных элементов.

Можно полагать, что глауконит представляет собой продукт взаимодействия морских вод и соединений окислов металлов из коры выветривания. Процесс глауконитообразования совершается при погружении коры выветривания под уровень морских вод или, что одно и то же, при морских трансгрессиях. Последнее подтверждается не только приведенными материалами, но и геологическими наблюдениями, поскольку известно, что в древних толщах глауконитовые отложения всегда приурочены, главным образом, к трансгрессивным осадкам.

Химическая формула глауконита не постоянная, а поэтому в различных руководствах она представляется несколько по-разному. По А. Г. Бетехтину (1950) основными составляющими глауконита (%) являются: K_2O — 4,0—9,5; Na_2O — 0—3; Al_2O_3 — 5,5—22,6; Fe_2O_3 — 6,1—27,9; MgO — 2,4—4,5; FeO — 0,8—8,6; SiO_2 — 47,6—52,9; H_2O — 4,9—13,5. Из приведенного видно, что в коре выветривания и в морской воде имеются все необходимые компоненты для образования глауконита. Формирующаяся кора выветривания является источником химически активных соединений кремнезема, глинозема и железа, в то время как морская вода всегда содержит в растворенном состоянии калий, натрий и магний. Такое понимание происхождения глауконита не противоречит точке зрения, поддерживаемой Л. В. Пустоваловым, А. Г. Бетехтиным и некоторыми другими учеными, согласно которой глауконит формируется на небольших глубинах в море и является продуктом химических реакций осадков с морской водой и что первоначально он представлял собой коллоидное вещество. Речь идет только о том, что глауконит образуется не вообще в системе «морская вода — илистый осадок», как об этом пишет, например, А. Г. Бетехтин, а в конкретных условиях, когда море трансгрессирует на сушу с развивающейся на ней корой выветривания. Легко объясняются ассоциация глауконита с кварцевыми песчаниками, приуроченность к трансгрессивным отложениям, наличие перерывов в предглауконитовых толщах и некоторые другие геологические особенности.

ГРАПТОЛИТОВЫЕ СЛАНЦЫ

При характеристике типов пород силура уже отмечалось, что под граптолитовыми сланцами подразумеваются аргиллиты и известковые аргиллиты, а часто мергели и даже глинистые известняки с остатками граптолитов. В приенисейской зоне Сибирской платформы аргиллиты и глинистые аргиллиты с остатками граптолитов встречены практически во всех известных разрезах силура, где они слагают нижние горизонты среднеландоверийских отложений (Кулюмбе, Омнутах, Курейка, Горбичин, Подкаменная Тунгуска и др.). На северо-востоке и восточной окраинах Тунгусской синеклизы эти породы распространены в меньшей степени. Они известны в бассейнах рр. Мойеро и Оленека.

Во всех изученных разрезах Сибирской платформы аргиллиты с ос-

татками граптолитов в той или иной мере известковистые и известковые, обладают тонкослоистой и листоватой текстурой. Основная масса пород сложена мономинеральной гидрослюдой, редко с небольшой примесью хлорита. В породах практически отсутствует песчано-алевритовая терригенная фракция. Выделенная с трудом из больших проб фракция размерностью несколько крупнее 0,01 мм, как показали микроскопические исследования, состоит из обломков кварца и редко небольшого (первые единицы процента) количества полевых шпатов. Довольно часто встречается аутигенный кварц в виде редко рассеянных в породе мельчайших идиоморфных кристалликов и их сростков. Порой вся легкая фракция состоит только из аутигенного кварца. Своеобразный состав имеют тяжелые фракции. Они слагаются целиком остроугольными обломками пироксенов (64—80%) и амфиболов (до 14%). Эти особенности резко выделяют толщу граптолитовых сланцев от подстилающих и перекрывающих ее отложений. Подобной ассоциации больше нигде не встречается. Карбонатная составляющая в породах представлена кальцитом и редко отмечается примесь доломита или сидерита. Иногда сидерит обнаруживается в виде конкреций среди прослоев аргиллитов.

Следует иметь в виду, что не только на Сибирской платформе, но и в других регионах мира граптолитовые сланцы характеризуются удивительным образом своего состава: отсутствием песчано-алевритовой терригенной фракции, битуминозностью, выдержанностью минералогического (гидрослюда) состава глин, наличием в них многочисленных остатков граптолитов, частым присутствием аутигенного пирита. Все это свидетельствует о весьма своеобразном, но едином способе их возникновения.

С точки зрения автора данной работы, генезис граптолитовых сланцев пока не решен. Решена только одна сторона его — глубина формирования соответствующих илов.

Находки в граптолитовых сланцах в различных районах мира трещин усыхания, знаков волновой ряби, отпечатков капель дождя на поверхности напластования (Обут, 1957; Петровский, 1966; Рухин, 1959) свидетельствуют об их формировании в мелководье, где временами происходили кратковременные осушения дна бассейнов. Об этом свидетельствует и геологическая позиция граптолитовых сланцев, которые, как отмечал Л. Д. Мирошников (1958), поясообразно окаймляют древние платформы в частях затопленных эпиконтинентальных морях.

Нерешенной остается другая часть вопроса — механизм формирования граптолитовых сланцев и источник осадков. Л. Б. Рухин (1959), Л. Д. Мирошников (1958) и другие исследователи граптолитовые сланцы генетически увязывают с речными отложениями. По их мнению, силурийские реки выносили с окружающей бассейны суши пелитовые частицы и обрывки надземных растений, и, следовательно, граптолитовые сланцы должны рассматриваться как образования прибрежно-дельтовые и флювио-морские, с чем трудно согласиться. Прежде всего вопрос о существовании рек в нижнем палеозое, в том числе и в силуре, требует доказательств. Насколько нам известно, в палеозое аллювиальные отложения описаны только в девоне и в более молодых отложениях. Трудно представить себе также, что по всему миру реки обладали единым (чрезвычайно спокойным) гидродинамическим режимом, который обуславливал вынос только тонких пелитовых частиц и растительных остатков. Далее трудно представить себе тот весьма спокойный гидродинамический режим и в областях осадконакопления без существования защитных барьеров от морских волн. Ведь в зонах развития граптолитовых сланцев сочетаются крайне противоречивые признаки осадконакопления: прибрежные мелководные фации (следовательно, зона морских прибоев, сильных волнений) и озерный режим осадконакопления

(тончайшие, выдержанные по простиранию, слойки глин).

С нашей точки зрения, раннеландоверийские осадки, которые в настоящее время описываются как граптолитовые сланцы, возникли за счет разложения вулканического пепла, который поступал в морские бассейны воздушным путем из вулканически активных районов. Только мощными пеплопадами можно объяснить столь удивительно одинаковый состав граптолитовых сланцев. Присутствующие в них редчайшие угловатые обломки амфиболов и пироксенов, по-видимому, являются реликтами пепловых частиц, не успевших разложиться. Поступление материала воздушным путем обеспечило великолепную его сортировку — в бассейн заносилась только тонкая и тончайшая пыль. Отметим также, что в геосинклинальных областях переходы граптолитовых сланцев в эффузивные толщи установлены. Так, на Южном Урале (Петровский, 1966) кремнисто-глинистые сланцы с обилием граптолитов по простиранию переходят в массивные фаниты и яшмы. В Южной Фергане в силурийских отложениях, по данным Р. Е. Риненберг (1968), граптолитовые сланцы по простиранию сменяются туфобрекчиями, спиллитами и яшмами. В силуре Тянь-Шаня (Халецкая, 1966) тонкообломочные породы с обилием остатков граптолитов по простиранию переходят в туфопесчаники и гравелиты. В ордовикских образованиях Уэльса (Хворова, 1965) наблюдаются переходы аргиллитов с граптолитами в туфы. Среди граптолитовых аргиллитов содержатся карбонатные конкреции, в которых сохранилась пепловая структура. И. В. Хворова полагает, что присутствующие в конкрециях хлорит и другие глинистые минералы возникли в результате изменения тонкого пепла.

Абсолютное господство граптолитовой фауны в описываемых образованиях, несомненно, указывает на то, что в моменты активизации пеплопадов из животного мира только граптолиты были способны жить и активно размножаться.

Сейчас уже многими учеными признается единовременность проявления вулканической деятельности в различных районах мира. Поэтому не случайно граптолитовая фауна является лучшей для стратификации разрезов, и в настоящее время наиболее надежно разрезы ордовика, силура и девона в различных регионах мира сопоставляются по граптолитовым зонам. Объяснение кроется в том, что каждый раз вулканическая деятельность обуславливала обновление видового и родового состава граптолитов, и каждый раз они являлись хозяевами положения в бассейнах, поскольку другие организмы погибали.

Граптолитовые сланцы повышено битуминозны. Они содержат обрывки растений. В разных частях мира в них обнаружены *Barangvannatia*, *Iarravia*, *arthrophyata* и др. (Обут, 1957). Л. Б. Рухин и Л. Д. Мирошников полагают, что остатки растений были принесены реками с суши. Однако более правдоподобно предположение о том, что указанные растения, видимо, произрастали здесь же в условиях мелководья с кратковременными осушениями дна бассейна. Именно благодаря растениям морские волны гасились в прибрежной зоне. Вот почему знаки ряби, встреченные на поверхности напластования граптолитовых сланцев (Петровский, 1966), чрезвычайно мелкие (высота валиков 1,5—2 мм, а расстояние между гребнями соседних валиков 1,0—1,2 см). Как известно, указанная выше растительность по своему систематическому положению является переходной между водорослями и папоротникообразными. И надо полагать, что эти выходцы из моря не сразу покинули родную среду, а только в более позднее время приспособились к континентальным условиям жизни. Логично допустить, что область распространения этой растительности по окраинам морских бассейнов и была областью формирования тонких илов, за пределами которой накапливались более глубоководные осадки.

Первые схематические литолого-палеогеографические карты Сибирской платформы для ордовика и силура были составлены С. И. Никифоровой и А. А. Высоцким (Никифорова, 1955). Эти карты до настоящего времени не утратили своего значения. Позже публикуются карты, составленные коллективом геологов СНИИГГИМС во главе с С. П. Микуцким (1963) для отдельных эпох докембрия и палеозоя северо-западной части (приенисейской зоны) платформы. Для ордовика и силура выполнено 11 схематических карт, отражающих различные по времени этапы осадконакопления. На них довольно детально показан состав осадков и выделены фациальные зоны. Недостатком их является несколько неточная стратиграфическая схема, положенная в основу расчленения разрезов, особенно для ордовикских отложений. Это привело к сведению на одну карту разновозрастных отложений. Так, например, гурагирская свита раннего ордовика была отнесена авторами к кривоуцкому времени, пестроцветная толща кривоуццкого яруса — к мангазейскому, что не соответствует современной стратиграфической схеме.

В 1964 г. составлен атлас литолого-палеогеографических карт ордовика и силура СССР масштаба 1:5 000 000, под редакцией Б. С. Соколова. В 1966 г. В. У. Петраковым построены литолого-палеогеографические карты для нижнего и среднего ордовика по Туруханскому району. Эти карты базируются на современной стратиграфической основе.

В 1969 г. автором совместно с В. Г. Матухиной опубликована монография «Закономерности осадконакопления в ордовике и силуре северо-западной части Сибирской платформы», где помещены также литолого-палеогеографические схемы для отдельных эпох ордовика и силура. В том же году Е. П. Марковым составлены карты для ордовика и раннего силура юго-западной части платформы (бассейн р. Подкаменной Тунгуски). Указанные работы вместе с накопившимся материалом в СНИИГГИМСе по литологии, геохимии, стратиграфии ордовика и силура других районов позволили провести палеогеографические реконструкции для всей северо-западной части Сибирской платформы. Соответствующие построения были выполнены под руководством автора. Поскольку литолого-фациальные карты нами уже опубликованы (Бгатов, Марков, Матухина, Ремпель, 1969, 1970), приведем лишь фациальные схемы отдельных этапов осадконакопления (рис. 47—69), необходимые для лучшего понимания излагаемого ниже материала. Литолого-палеогеографические построения для нижнего и среднего палеозоя Сибирской платформы — дело трудное, поскольку пространства ее центральной части закрыты верхнепалеозойскими и раннемезозойскими образованиями (территория Тунгусской синеклизы). Здесь нет обнажения пород нижнего и среднего палеозоя, и вскрывшей их скважины.

В последнее время появились данные, говорящие о том, что в пределах Тунгусской синеклизы, в ее центральных районах, временами существовала суша — центральное Тунгусское поднятие, контуры которого очерчиваются по геофизическим материалам. О вероятном существовании древнего поднятия в центральной части Тунгусской синеклизы впервые указал М. К. Калинин (1959). Он высказал предположение, что это поднятие начало развиваться в позднем докембрии, а в нижнем палеозое периодически выходило из-под уровня бассейна осадконакопления. Начиная с 1959 г. неоднократно предпринимались попытки построения карт рельефа фундамента территорий, включающих частично или полностью западную часть Сибирской платформы. Такого рода карты составлены в 1959 г. И. Н. Михайловым (НИИГА), Э. Э. Фотиади (1961), Э. Э. Фотиади и Г. Ф. Кузнецовым (1964), Э. Э. Фотиади и Ф. С. Моисеенко (1964), И. И. Бойцовой и Ю. Г. Старицким (1965), Л. Я. Проводнико-

вым (1965), В. К. Пятницким и Г. Г. Ремпелем (1966, 1967) и др. Сравнение этих карт показывает, что большей частью они существенно отличаются друг от друга. Причина подобного явления кроется в характере исходного фактического материала, который только после специальной обработки может быть использован для построения рельефа поверхности фундамента.

Близкими по характеристике поверхности фундамента Сибирской платформы являются построения В. К. Пятницкого и Г. Г. Ремпеля (Гришин и др., 1967), Э. Э. Фотиади, Г. Ф. Кузнецова (1964), Э. Э. Фотиади (1967) и др. На картах указанных авторов прослеживается ряд наиболее контрастных поднятых зон. Одна из них объединяет Аянское и Бильчанское поднятия и Анамский выступ. Восточнее этой зоны наблюдается еще одна, в которую входят: Енисейский выступ, западная часть Кочечумского выступа и Гуткондинское поднятие. В их пределах на палеогеографических схемах нами показаны (рис. 47, 48, 49, 52, 63, 64, 65, 67, 68, 69) временами существовавшие источники сноса, объединенные под общим названием Тембенчинского архипелага. Контуры этого архипелага показаны условно стабильными, поскольку о динамике их изменения при современном уровне знаний говорить невозможно.

Достаточно контрастной положительной формой рельефа по геофизическим данным является Ванаварский выступ (по другим авторам Катангское поднятие), ограниченный с востока и запада разломами. Существование суши в отдельные эпохи раннего палеозоя подтверждается литологическими данными на территории Енисейского выступа (Енисейского кряжа), Катангского (Ванаварского выступа) и центрального Тунгусского поднятий. Приведем в общем виде соответствующий материал.

В. У. Петраков и Л. И. Килина (СНИИГГМС), проанализировав состав кембрийских отложений, развитых в Туруханском районе, пришли к выводу, что с запада на восток в разновозрастных осадках всегда происходит увеличение терригенного материала. Авторы высказывают точку зрения, что в кембрийский период существовала область сноса в центральных районах Тунгусской синеклизы. Такой областью они называют центральное Тунгусское поднятие, выделенное Э. Э. Фотиади и Г. Ф. Кузнецовым (1964).

Нижнеордовикские отложения в районе западного Прианабарья (северо-восточная окраина Тунгусской синеклизы) формируют устькуранаскую свиту (Бгатов, Кащенко, 1963). По литологическим особенностям свита подразделяется на две пачки: нижнюю — доломитовую и верхнюю — песчаниковую.

В разрезе по р. Амбардаху в составе пород доломитовой пачки отмечается примесь терригенного материала в количестве 21% (по усредненным данным). При этом 7% приходится на алевритовую фракцию (кварц, меньше полевые шпаты) и 14% на глинистую. В породах же доломитовой пачки по р. Маймечи общее содержание терригенной примеси составляет всего 17%, и сложена она только глинистой фракцией. Песчаниковая пачка, которая является возрастным аналогом байкитских отложений в разрезе по р. Амбардаху, слогается белыми и желтовато-серыми среднезернистыми реже грубозернистыми, параллельно- и косослоистыми кварцевыми песчаниками. В разрезе же по р. Маймечи стратиграфические аналоги этой пачки сложены алевритами и мелкозернистыми песчаниками, иногда с включениями обломков доломита гравийной размерности. Песчаные же частицы здесь состоят преимущественно из доломита и только 10—30% приходится на кварцевые зерна. Принимая во внимание географическое положение изученных разрезов (разрез по р. Амбардаху по отношению к маймечинскому примерно на 200 км ближе к центральному Тунгусскому поднятию), можно полагать,

что в нижнем ордовике центральное Тунгусское поднятие было поставщиком терригенного материала для рассматриваемого района Сибирской платформы.

На восточной окраине Тунгусской синеклизы как в бассейне р. Мойеро, так и в бассейне р. Моркоки нижнеордовикские отложения сложены преимущественно известняками и доломитами, в той или иной мере глинистыми и мергелями. В разрезах по р. Мойеро и ее притокам, кроме того, отмечаются прослойки существенно кварцевых песчаников. Последнее обстоятельство, бесспорно, свидетельствует о том, что нижнеордовикские отложения в бассейне р. Мойеро расположены ближе к источникам сноса. Об этом же свидетельствуют и результаты механических анализов пород. В составе рассматриваемых отложений в бассейне р. Мойеро количество терригенной примеси составляет 25,8% (по усредненным данным), из которой 11,4% приходится на песчано-алевритовую фракцию и 14,3% на глинистую (в статистической обработке учтены анализы пород в разрезе по р. Мойеро и ее правому притоку — р. Мойерокану). В нижнеордовикских же породах по р. Моркоке количество терригенной примеси составляет 20,7%, из которой 7,7% приходится на алевритовую фракцию и 13 на глинистую. На территории, удаленной на восток от центрального Тунгусского поднятия, так же как и в рассмотренном выше случае, породы содержат меньше кластического материала, соответственно, более тонкий. Те же закономерности отмечаются и при анализе силурийских отложений.

Ландоверийские и венлокские отложения в бассейне р. Мойеро и в бассейне р. Моркоки сложены преимущественно известняками и доломитами, в той или иной степени глинистыми. Но в породах, вскрывающихся в бассейне р. Мойеро, содержание терригенных фракций в среднем составляет 25,5%, в то время как в их стратиграфических аналогах в бассейне р. Моркоки количество терригенной примеси всего 17%. При этом в первом случае на долю алевритовых частиц приходится 2,3%, а во втором — меньше одного процента.

На северо-западной окраине Тунгусской синеклизы, как увидим ниже, основным источником сноса была суша, расположенная на западе и юго-западе, что согласуется с ранее утвердившимися представлениями (Микуцкий и др., 1963). Вместе с тем имеются материалы, позволяющие говорить и о сносе с востока, со стороны центрального Тунгусского поднятия. Так, например, среднеордовикские отложения на территории Южно-Пясинской площади сложены мергелями, аргиллитами и известняками. В более южных разрезах (Горбиячин, Курейка, Кулюмбе) появляются алевриты и песчаники, что, несомненно, указывает на приближение их к источникам сноса. В то же время разрезы среднего ордовика, вскрытые скважинами в бассейне р. Иманды (расположены они примерно на 100 км восточнее Южно-Пясинской площади), характеризуются более терригенным составом слагающих их пород. Если породы Южно-Пясинской площади в своем составе заключают 33,9% терригенного материала, в том числе 1,6 песчано-алевритового, то одновозрастные им отложения в бассейне р. Иманды на 61,3% состоят из терригенного материала, из которого 6,3 приходится на песчано-алевритовую фракцию. Таким образом, количество терригенного материала в среднеордовикских отложениях заметно увеличивается не только по направлению к западу—юго-западу, но и к юго-востоку, что свидетельствует о поступлении его со стороны центрального Тунгусского поднятия.

В юго-западной части Сибирской платформы на протяжении ордовикского периода осадконакопления снос обломочного материала осуществлялся, главным образом, со стороны Енисейского кряжа и Катангского поднятия, что установлено Е. П. Марковым (1970). Им выделены западная, центральная и восточная фациальные зоны с различной ха-

рактеристикой слагающих их разновозрастных отложений. Особенно четко различия проявляются в составе пород нижнего ордовика. Так, в строении устькуского яруса западной и восточной зон существенную роль играют песчаники и алевролиты, значительно меньше — доломиты и известняки, в то время как разновозрастные породы центральной зоны слагаются, главным образом, доломитами и известняками. Территориально западная зона охватывает бассейн нижнего течения р. Подкаменной Тунгуски и прилегает к Енисейскому кряжу, а восточная занимает бассейн верхнего течения реки и прилегает к погребенной в настоящее время верхнепалеозойскими отложениями Катангской суши, выделенной геофизическими данными под названием Катангского поднятия, или Ванаварского выступа.

Вместе с тем в отдельные эпохи ордовикского осадконакопления в юго-западную часть платформы материал частично поступал и со стороны центрального Тунгусского поднятия, что можно проиллюстрировать следующим примером. В байкитское время чуньской эпохи повсеместно на территории формировались мелко- и среднезернистые кварцевые песчаники. При этом в районах, прилегающих к Енисейскому кряжу, в песчаниках отмечается примесь гравийного материала и мелких галек, указывающих на близость источника сноса. В среднем и верхнем течении р. Подкаменной Тунгуски байкитские отложения сложены мелкозернистыми и среднезернистыми песчаниками. Вместе с тем в правобережных притоках долины среднего течения р. Подкаменной Тунгуски (руч. Кондромо) в составе свиты участвуют конгломераты и гравелиты, состоящие из кварца и кварцитов. Привнос их со стороны Енисейского кряжа или со стороны Катангского поднятия исключен (в сторону Катангского поднятия и Енисейского кряжа они не прослеживаются). Следовательно, их поступление осуществлялось со стороны центрального Тунгусского поднятия.

Ордовикские и силурийские отложения на территории Сибирской платформы формировались в условиях эпиконтинентального мелководного бассейна с периодической сменой трансгрессивных и регрессивных этапов. Морские регрессии сопровождались оживлением источников питания и разрастанием их площадей. В областях седиментации в осадках увеличивалась роль терригенного материала, в том числе известняковых и доломитовых конгломератов, количество прослоев и мощность которых увеличивается в районах, прилегающих к источникам сноса. Породы, формировавшиеся в эти эпохи, характеризуются пестрым составом — доломиты, известковые доломиты, аргиллиты, мергели, песчаники.

В трансгрессивные этапы осадконакопления резко сокращались площади питающих провинций и формировались породы более однородного состава — известняки, часто органогенные, в той или иной мере глинистые.

Таким образом при палеогеографических реконструкциях принято предположение о существовании источников сноса в течение ордовика и силура в контурах главным образом зон поднятий — Енисейского кряжа, Катангского и центрального Тунгусского, выраженных в рельефе фундамента и унаследованных в палеозое.

На литолого-палеогеографических картах (Бгатов, Марков, Матухина, Ремпель, 1969, 1970) Катангское поднятие показано как Катангская суша. В отличие от него центральное Тунгусское поднятие, судя по геофизическим материалам, достаточно сложно. Оно состоит из ряда поднятий и разделяющих их впадин. По-видимому, на протяжении палеозойской истории осадконакопления это была зона сложной системы островов. Она названа нами Тембенчинским архипелагом, контуры которого определяют лишь площадь вероятного развития былых островов—

источников сноса на некоторых этапах осадконакопления ордовика и силура. Иными словами, состояние изученности в настоящее время здесь таково, что мы можем пока говорить лишь о времени вероятного проявления этих островов как источников сноса и о времени прекращения (или вероятного прекращения) существования их как источников сноса. В первом случае на схемах показаны контуры распространения Тембенчинского архипелага, во втором — возможный тип развития осадков на этой территории.

На распределение фаций существенное влияние оказывали и другие структурные элементы, унаследованные от допалеозойского рельефа Сибирской платформы, что будет показано ниже при рассмотрении конкретных материалов.

Как уже отмечалось, ордовикские и силурийские отложения на территории Сибирской платформы сформировались преимущественно в условиях мелководного эпиконтинентального бассейна. И только очень незначительная часть сохранившихся от размыва пород отвечает времени формирования структурного элювия.

ОРДОВИКСКИЙ ПЕРИОД

Раннеордовикская эпоха

Устькутский век

После позднекембрийской регрессии, приведшей к образованию целой серии разрозненных водоемов, в которых шло формирование преимущественно красноцветных терригенно-карбонатных пород, начало раннеордовикской эпохи ознаменовалось развитием трансгрессии, соединившей частично или полностью разобщенные водоемы конца кембрийского периода. С. П. Микуцкий (1962, 1963) полагает, что регрессия в позднем кембрии была кратковременной и уже в конце кембрийского периода вновь началась трансгрессия, перешедшая в ранний ордовик, с чем трудно согласиться. Наличие лишь в отдельных разрезах постепенного перехода между отложениями кембрия и ордовика, чаще же — местных несогласий, может свидетельствовать в пользу того, что трансгрессия ознаменовала начало нового ордовикского периода. Особенно хорошо последнее подтверждается материалами по юго-западу Сибирской платформы. Здесь в основании пород раннего ордовика фиксируются конгломераты, состоящие из обломков перемытых верхнекембрийских отложений. Прослой конгломератов или пород с включением обломков подстилающих их отложений фиксируются в ряде разрезов: на северо-западной (Горбиячин), северо-восточной (Маймеча, Амбардах), восточной (Мойеро) окраинах Тунгусской синеклизы.

В раннеустькутское время (рис. 47) морская трансгрессия привела к установлению, главным образом, прибрежных фаций.

На территории современного бассейна р. Подкаменной Тунгуски осадконакопление реализовалось в трех фациальных зонах — западной (прибрежно-мелководной) и восточной (прибрежной).

На западе береговая линия раннеустькутского моря проходила, по-видимому, в районе верховьев рр. Дубчеса и Сыма, вдоль восточного поднятия, погребенного в настоящее время мезозойско-кайнозойскими осадками, что вытекает из работ Н. Н. Ростовцева (1958, 1966), К. В. Боголепова, А. П. Шевцова (1962), В. С. Суркова (1962), Э. Э. Фотиади (1967) и др. Буровые скважины, пройденные в бассейне р. Сым показали, что мощность развитых здесь мезозойских и кайнозойских осадков уменьшается с востока на запад, что дало основание К. В. Боголепову и А. П. Шевцову выделить здесь так называемый Сокурский вал, ориентированный параллельно Енисейскому кряжу и Кас-

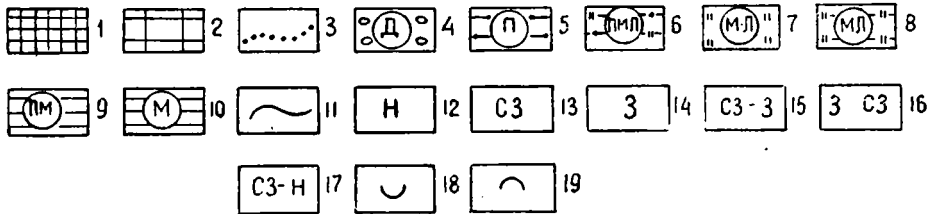
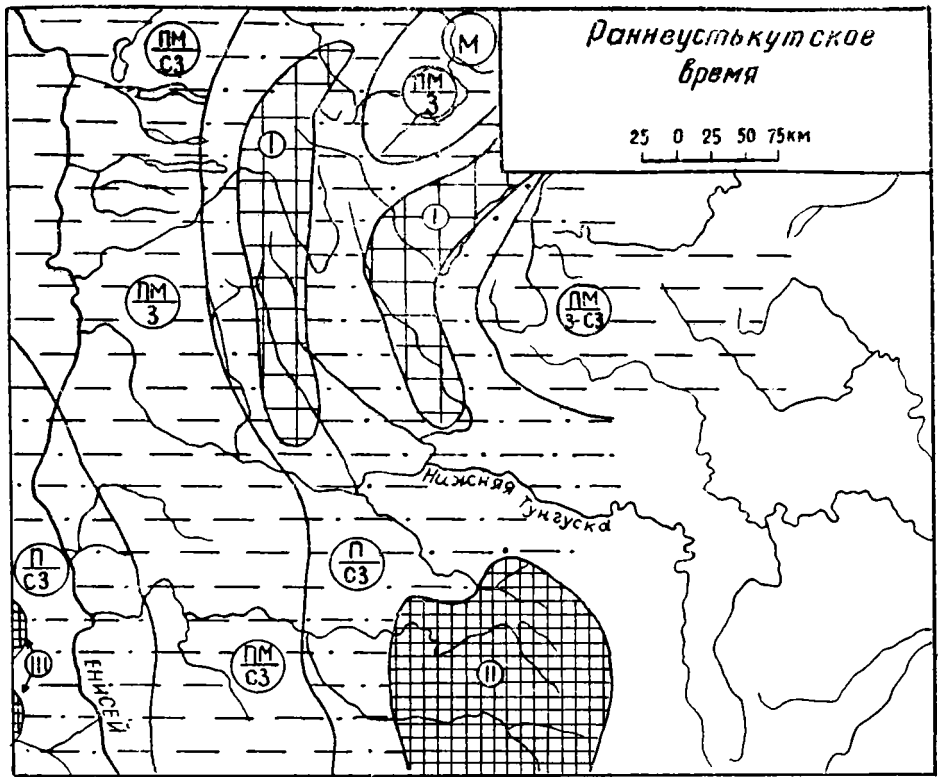


Рис. 47. Палеогеографическая схема

Условные обозначения к рис. 47 — 69

Области преимущественного размыва: 1 — изверженные, метаморфические и осадочные породы; 2 — осадочные, преимущественно карбонатные породы; 3 — границы древних размывов. Области преимущественного осадконакопления: 4 — прибрежно-дельтовые осадки; 5 — прибрежные осадки; 6 — прибрежно-мелководные, временами с лагунным режимом; 7 — мелководные, временами с лагунным режимом; 8 — мелководные, с лагунным режимом; 9 — прибрежно-мелководные; 10 — мелководные; 11 — границы фациальных зон.

Солевой режим бассейнов:

12 — нормальной солёности; 13 — повышенной солёности; 14 — засолённый; 15 — слабо засолённый, временами засолённый; 16 — засолённый, временами слабо засолённый; 17 — слабо засолённый, временами нормальной.

Коры выветривания:

18 — сохранившиеся; 19 — восстановленные по косвенным данным.

Прочие обозначения:

I — Тембенчинский архипелаг островов; II — Катангская суша; III — Сымско-Енисейская суша. На рис. 47—69 условными обозначениями, показанными в кружках, обозначено в числителе — характеристика фациальной зоны, в знаменателе — солевой режим бассейнов

ской впадине. В. С. Сурков на этой же территории выделил Сымский и Усть-Озерский антиклинории байкальского геотектонического цикла. На тектонической карте Э. Э. Фотиади в указанном районе показаны две положительные тектонические структуры — Енисейский выступ и Верхне-Сымский мегавал и т. д. Иными словами, на левобережье современного Енисея, в пределах верховьев рр. Сыма и Дубчеса, располагалась суша, поставлявшая в акваторию раннеустькутского моря обломочный материал, который откладывался в прибрежной зоне юго-западной части рассматриваемой территории. В полосе шириною около 150 км формировались кварцевые пески и алевролиты с прослоями оолитовых доломитов и известняков. В распределении указанных пород отмечается закономерность, подчеркивающая трансгрессивный характер осадконакопления. В основании разреза малочерпорецкой свиты (устькутский ярус) залегают грубообломочные породы — конгломераты, состоящие из окатанных галек песчаника, доломита и аргиллита, которые вверх по разрезу сменяются песчаниками и алевролитами, оолитовыми доломитами и известняками.

Песчаники существенно кварцевые. На поверхности напластования их отмечаются следы волновой деятельности и трещины усыхания. В нижней части разреза в конгломератовых прослоях и песчаниках включены зерна аутигенного глауконита, образование которого в осадках происходило в процессе наступления моря на сушу по схеме, разобранной выше.

Общее содержание обломочного материала составляет в осадках раннеустькутского времени в бассейне нижнего течения р. Подкаменной Тунгуски около 53%, в том числе обломочных частиц песчано-алевритовой размерности 39 и глинистой — 14%.

В составе хемогенной части пород отмечаются доломит и кальцит. Помимо формирования самостоятельных прослоев, карбонатный материал присутствует как хемогенная примесь во всех породах. Преобладает доломит. Это дает основание считать, что в прибрежной зоне на юго-западе территории формирование осадков происходило в условиях повышенной солёности бассейна. Каких-либо признаков вторичного доломитообразования в породах нет. Это обычно пелитоморфные и тонкозернистые породы желтого или желтовато-розового цвета в той или иной мере известковые и известковистые и всегда с примесью песчано-алевритового и глинистого материала. Прослои известняков редки. Они всегда содержат примесь доломита, а также песчано-алевритовые и глинистые частицы. Иногда среди известняков встречается скопления раковин фосфатизированных брахиопод. На поверхностях напластования доломитов и известняков отмечаются многочисленные следы волновой ряби, трещины усыхания, а иногда и мелкая окатанная галька карбонатных пород. В качестве терригенной примеси в доломитах и известняках преобладают обломки кварца (80—90%) и полевых шпатов (10—20%), главным образом кислых плагиоклазов, микроклина и ортоклаза. Как в песчаниках, так и в известняках и доломитах многие обломки кварца несут следы давления, на основании чего можно заключить, что часть материала поставлялась за счет размыва глубоко метаморфизованных пород. Обломочный материал преимущественно полуокатанный и угловатый. Среди минералов тяжелой фракции порой преобладают турмалин и циркон, а порой магнетит и ильменит, что указывает на размыв пород сложного петрографического состава. Это согласуется с данными В. Д. Накорякова (1961), который указывал, что в полосе, примыкающей к Енисею с запада, под мезозойско-кайнозойскими отложениями залегают древние породы, сходные по условиям залегания метаморфизму и составу с породами, слагающими Енисейский краж.

Учитывая высокую мономинеральность терригенной составляющей

в осадках рассматриваемой территории, можно думать, что в предордовикское время на территории Енисейского кряжа и западнее в пределах Енисейско-Сымской суши формировалась кора выветривания, в условиях которой происходила гибель неустойчивых к химическому выветриванию минералов, и, таким образом, относительное повышение роли устойчивых к выветриванию компонентов, поступавших затем в бассейн аккумуляции.

Восточнее описанной прибрежной зоны, в пределах бассейна среднего течения р. Подкаменной Тунгуски, располагалась зона открытого мелкого моря, раскрываясь в северо-западном направлении. Временами в пределах этой зоны формировались осадки прибрежных фаций, поэтому она на палеогеографической схеме показана как зона с прибрежно-мелководным режимом осадконакопления.

В бассейне среднего течения р. Подкаменной Тунгуски ширина данной зоны составляет 200—250 км, а в северных районах более 300 км. Западная граница этой зоны проходила где-то в пределах Западно-Сибирской низменности. Ее восточная граница совпадает примерно с зоной глубинного разлома, прослеживающегося вдоль западного ограничения Катангского поднятия, а севернее, ограничивающего Кочечумское поднятие на западе и Верхнехетское на востоке.

Здесь формировались, главным образом, известковистые доломитовые илы. В бассейне среднего течения р. Подкаменной Тунгуски доломиты составляют около 70% раннеустькутских отложений. Это серые и желтовато-серые известковистые разноплитчатые породы с примесью терригенного материала. Доломиты большей частью строматолитовые. Довольно часто встречаются маломощные, не выдержанные по простиранию прослой и линзы доломитовых конгломератов и доломитов с «плавающей» окатанной галькой и гравием доломитового же состава. Встречаются и оолитовые разности доломитов. В отдельных прослоях доломитов оолитовый материал составляет 60—80%. Все эти данные свидетельствуют, что временами отдельные участки морского дна в раннеустькутское время приподнимались, образуя мели, банки и острова, размыв которых обуславливал формирование внутрiformационных конгломератов. Привнос терригенного материала со стороны суши был ограничен. По усредненным данным содержание песчано-алевритовых и глинистых частиц в осадках нижних горизонтов устьбугариктиской свиты составляет всего 22%, примерно при равном соотношении глинистой и алевритовой фракции. Количество песчаной фракции не превышает 1%. Это объясняется значительной удаленностью рассматриваемой части бассейна от источников сноса. Песчано-алевритовая примесь сложена кварцем (80—95%) и полевыми шпатами (5—20%), изредка отмечаются листочки слюд. Со стороны суши выносился в небольших количествах и кремнезем, обеспечивший в дальнейшем формирование в породах халцедона в виде мелких линзочек и образований неправильной формы.

Севернее, в пределах бассейна нижнего течения р. Нижней Тунгуски, по исследованиям В. У. Петракова (1966), раннеордовикский бассейн имел преемственность позднекембрийского. Здесь на протяжении позднего кембрия и раннего ордовика формировались доломиты и доломитовые мергели, меньше — аргиллиты, составляющие в настоящее время так называемую устьмундуйскую свиту. В породах иногда отмечаются гипс и ангидрид. Многочисленны знаки волновой ряби, трещины усыхания, отпечатки кристаллов каменной соли. Только изредка отмечаются прослой водорослевых доломитов и доломитовых конгломератов и брекчий. Все это указывает на устойчиво существовавшие здесь прибрежно-морские фации с повышенным солевым режимом вод. Можно отметить, что зона этих фаций, по-видимому, контролировалась пло-

щадью Тутончанского выступа, ограниченного разломами (Гришин, Пятницкий, Ремпель, 1967).

Обломочный материал в осадки поступал главным образом с запада и юго-запада, но определенная его часть привносилась также со стороны центральных районов Тунгусской синеклизы. На это обратил внимание В. У. Петраков. Он отметил, что в самом восточном разрезе, изученном им на территории Туруханского района,— Тунгусской опорной скважине — отдельные пачки пород устьмундуйской свиты более терригенные по отношению к разновозрастным отложениям западных районов (разрезы по р. Летней). На составленных им литолого-палеогеографических картах для ордовика отмечено два направления источников сноса: основной с запада и юго-запада и второстепенный с востока, т. е. со стороны выделяемого нами Тембенчинского архипелага.

Как уже отмечалось, зона прибрежно-мелководных фаций раскрывается в сторону северо-запада, отражая, таким образом, направление трансгрессии моря со стороны Арктики. Это подчеркивается и характером изменения осадков.

На крайнем северо-западе формировались относительно чистые или с небольшой примесью терригенного материала карбонатные осадки, а несколько южнее в районе Курейки, Кулюмбе и Горбиячина шло образование карбонатных и терригенно-карбонатных осадков, что хорошо видно по данным табл. 38.

Таким образом, с севера на юг в породах отмечается увеличение количества терригенного материала и увеличивается его размерность. Следовательно, основным поставщиком терригенного материала здесь также была Сымско-Енисейская суша. Из общего правила выпадают лишь осадки в бассейне Кулюмбе. Но по отношению к указанным выше разрезам изученные отложения ордовика в бассейне р. Кулюмбе расположены более чем на 100 км восточнее. Они приближены к области предполагаемого развития Тембенчинского архипелага, который, очевидно, и являлся дополнительным источником сноса обломочного материала. Наличие суши на территории центральной части Тунгусской синеклизы в устькутское время подтверждается и другими материалами.

Таблица 38

Количество терригенной примеси в раннеустькутских отложениях северо-западной окраины Тунгусской синеклизы (в %)

Разрез	Общее содержание терригенного материала	В том числе	
		фракция >0,01 мм	фракция >0,01 мм
Левый Омнутах	13,8	5,6	8,2
Кулюмбе	46,5	9	37,5
Горбиячин	22,2	5,5	16,5
Курейка	28,1	15,8	15

Хемогенные доломиты и известняки северо-западной части рассматриваемой территории часто переслаиваются с обломочными доломитами и известняками, что дает основание полагать здесь существование неустойчивого режима осадконакопления. В отдельных участках бассейна, очевидно, возникали острова, которые поставляли в области осадконакопления карбонатный обломочный материал, в результате чего формировались доломитовые конгломераты и песчаники, а также известняковые конгломераты. К. Данбар и Дж. Роджерс (1962) подобные обломочные карбонатные породы называют «угловатыми конгломератами», образующимися из брекчий высыхания. Формирование таких

конгломератов, по мнению этих исследователей, происходит на поверхности выведенных из-под уровня воды карбонатных осадков. Скапливаясь в понижениях дна, брекчии высыхания образуют гряды и линзы конгломератов. Имеется и еще ряд признаков мелководья, в которых формировались отложения раннеустьютского времени на северо-западе. Поверхности напластования пород нередко несут следы волновой ряби и трещин усыхания, отмечаются также многочисленные следы взмучивания. В ряде случаев в породах заключен органогенный (чаще брахиоподовый) детрит.

По составу карбонатной части пород характеризуемой зоны можно заключить, что осадконакопление реализовалось в условиях повышенной солености вод бассейна. Выше мы уже говорили, что в пределах южной части на территории бассейна среднего течения р. Подкаменной Тунгуски формировались преимущественно доломиты, а в северо-западном направлении количество доломитов несколько уменьшается, и на крайнем северо-западе временами преобладала садка известковых илов. По-видимому, соленость вод была в значительной мере унаследованной от верхнекембрийского моря, но раннеустьютская трансгрессия несколько снизила соленость вод, что в первую очередь коснулось северо-западных районов, откуда наступало море.

Прибрежно-мелководные фации в восточном направлении вновь сменяются прибрежными. Выделенная здесь зона прибрежных фаций устанавливается частью по фактическому материалу, частью же по косвенным признакам.

В юго-восточной части территории прибрежные фации опознаются на основании типа осадков, слагающих нижние горизонты пролетарской свиты, распространенной в бассейне верхнего течения р. Подкаменной Тунгуски. Здесь, как и на юго-западе, формировались песчаники, алевролиты и доломиты. Эти карбонатно-терригенные осадки несут все признаки мелководья — следы волновой ряби, трещины усыхания, следы размывов. Во внешней зоне фации в пределах распространения доломитов отмечаются многочисленные прослои внутрiformационных конгломератов. Чем дальше на восток, тем в породах большую роль играет терригенный материал, что, несомненно, свидетельствует о поступлении его с востока со стороны Катангской суши. Мы уже говорили о том, что на месте показанной нами на схемах Катангской суши геофизическими данными выделяется поднятие. Это поднятие, известное по геологическим материалам как Катангская антеклиза (Оффман, 1959), в ордовикский и силурийский периоды не всегда заливалось водами.

Песчаники, сформированные под влиянием Катангской суши, и песчано-алевритовая примесь в доломитах состоят главным образом из кварца (60—90%) и полевых шпатов (10—40%). В некоторых случаях отмечаются также и слюды. Общее содержание терригенной примеси в раннеустьютских породах на рассматриваемой территории составляет около 47%, из которых на долю песчано-алевритовых частиц приходится около 27%, а 20% составляют глинистые частицы. Песчаники в небольшом количестве содержат аутигенные зерна глауконита, что указывает на формирование их в условиях трансгрессирующего моря. Среди терригенных аксессуарных минералов наблюдаются магнетит, ильменит, гематит, турмалин, эпидот, моноклинные пироксены. Глинистые минералы сложены гидрослюдистым веществом. Все это свидетельствует о том, что Катангская суша слагалась породами сложного петрографического состава. Очевидно, здесь как и на Енисейском кряже, в ее строении принимали участие граниты, древние метаморфические сланцы кварцево-слюдистого состава и др. На такой состав пород указывает П. Е. Оффман (1959), который отмечал, что в одном из урочищ данной

территории им были обнаружены под отложениями Тунгусской серии прослойки и линзы конгломератов, сложенных гальками кварцитов, метаморфических сланцев, гранитов и гнейсов.

Учитывая существенно доломитовый состав хемогенных осадков, можно предполагать о повышенной засоленности вод бассейна в раннеустьютское время.

Зона прибрежных фаций, оконтуривающая западную окраину Канганской суши, раскрывается к северу. Можно полагать, что во внутренней части этой зоны на территории Тунгусской синеклизы существовал источник сноса. Выше уже говорилось о том, что в район бассейна р. Кулюмбе часть терригенного материала транспортировалась со стороны Тембенчинского архипелага. Подобная же закономерность прослеживается и по осадкам в бассейне р. Маймечи. Здесь на территории верхнего течения р. Амбардаха и среднего течения р. Маймечи формировались исключительно доломитовые осадки. На территории верхнего течения р. Амбардаха доломиты содержат больше примеси терригенного материала в виде алевритовых преимущественно кварцевых (4%) и глинистых (гидрослюда — 23%) частиц, чем одновозрастные же отложения, развитые в среднем течении р. Маймечи, где алевритовая примесь отсутствует, а количество глинистой фракции составляет лишь 13%. Следовательно, в сторону внутренней зоны Тунгусской синеклизы количество терригенного материала в раннеустьютских породах увеличивается. В этом же направлении в породах увеличивается количество и мощность встречающихся прослоев доломитовых конгломератов. Учитывая небольшие количества терригенной примеси алюмосиликатного состава в породах, окружающих Тембенчинский архипелаг, можно полагать, что размывались в это время преимущественно плоские острова, сложенные карбонатным материалом.

В пределах Западного Прианабарья в раннеустьютское время формировались, главным образом, доломиты. Наличие на плоскостях наслабления пород следов волновой ряби, трещин усыхания, особенно в верхнем течении р. Амбардаха, позволяют выделить здесь прибрежно-мелководную зону осадконакопления. В северо-восточном направлении признаков береговых фаций становится все меньше и меньше. Это дает основание предполагать развитие на крайнем северо-востоке территории морских фаций. Доломиты западного Прианабарья повышено стронциеносны и практически не содержат кальцитовой примеси. Это обстоятельство заставляет полагать, что осадконакопление происходило в условиях засоленного бассейна.

На востоке рассматриваемой территории формировались существенно карбонатные осадки. Режим осадконакопления был весьма неустойчивым, что отразилось на частой смене пород различных генетических типов — прибрежных и морских мелководных: известняковых конгломератов, водорослевых известняков, известняковых доломитов и доломитов с гипсом и ангидритом, иногда с флюоритом и целестином. Важно отметить также, что известняки всегда или почти всегда содержат доломитовую примесь. Все породы в той или иной мере обогащены терригенным материалом. Среднее содержание его в раннеустьютских отложениях в разрезах по р. Мойеро составляет 20,2% (4,3% песчано-алевритовой фракции и 15,9 глинистой), а по р. Мойерокану — 12,5% песчано-алевритовой и 10,2 глинистой фракции. Обломки песчано-алевритовой размерности сложены преимущественно кварцем, меньше полевыми шпатами. Снос обломочного материала происходил, по-видимому, со стороны Тембенчинского архипелага островов. В незначительных количествах отсюда поступали, видимо, и растворы, обогащенные кремнеземом, давшие впоследствии кремнистые образования в виде желваков и линз неправильной формы.

Учитывая весьма пестрый состав карбонатного материала — от слабо доломитистых известняков до доломитов с примесью гипса, целестина и флюорита, можно полагать, что солевой режим этой части бассейна изменялся от слабо засоленного до засоленного.

Итак, в раннеустьютское время на территории северо-запада Сибирской платформы осадконакопление происходило, главным образом, в условиях мелкого моря, где преобладали прибрежные фации. Основными источниками сноса являлись Сымско-Енисейская суша, расположенная юго-западнее рассматриваемой территории в пределах современной Западно-Сибирской низменности, и Катангская суша, расположенная на юго-востоке. Определенное влияние на состав осадков оказывал Тембенчинский архипелаг островов, очертания которого проведены на основании геофизических данных. Морская трансгрессия совершалась с севера и северо-востока. Воды раннеустьютского моря были преимущественно слабо засоленные, обеспечивавшие садку доломита. На северо-востоке, в пределах бассейна р. Маймечи, на западе, в пределах бассейна нижнего течения р. Нижней Тунгуски, а временами и на востоке, в пределах бассейна р. Мойеро соленость вод повышалась, и в небольших количествах вместе с доломитом происходила садка ангидрита или целестина.

В заключение необходимо отметить, что в ряде случаев осадочные породы раннеустьютского времени содержат небольшую примесь туфового материала, что свидетельствует об определенной роли пепла в формировании осадков. Чаще пепловые частицы встречаются в доломитах из разрезов бассейна р. Подкаменной Тунгуски. Пепловые частицы рассеяны по карбонатному веществу или присутствуют в виде примеси в терригенном материале доломитов. Они состоят из замещенных хлоритом остроугольных и фигурных частичек вулканического стекла.

Данные по геохимической характеристике раннеустьютских отложений в целом для северо-западной части платформы, полученные на основании статистической обработки всех имеющихся в нашем распоряжении материалов, приведены в табл. 39.

Таблица 39

**Геохимическая характеристика раннеустьютских отложений
в северо-западной части Сибирской платформы
(n=106)**

K _к	V, %	Корреляция элементов (связь значима при r>0,18)						
		Ba	Sr	V	Ni	Cr	Mn	
0,27	85	Ti	—0,09	—0,18	0,65	0,35	0,18	0,08
0,91	69	Mn	—0,08	—0,15	0,07	0,27	0,15	
0,77	118	Cr	—0,10	—0,14	0,32	0,43		
0,15	166	Ni	—0,07	—0,16	0,58			
0,28	140	V	—0,04	—0,17				
2,27	183	Sr	0,21					
0,47	285	Ba						

Как видно из таблицы, за исключением стронция, все элементы накапливались в количествах, существенно меньше кларковых. Большая величина коэффициента вариации стронция ($V_{Sr}=183\%$) указывает на крайне неравномерное его распределение. Садка стронция, как уже отмечалось, происходила, главным образом, на северо-востоке и востоке территории. Все элементы группы железа, за исключением марганца, имеют между собой значимые парные корреляции. Марганец коррелируется (положительно) только с никелем. Связь стронция значима с титаном (отрицательная) и с барием.

Из приведенных данных можно полагать общность миграции в бассейн осадконакопления титана, никеля и хрома с одной стороны, бария и стронция — с другой. Очевидно, первая группа элементов в бассейн аккумуляции поступала, главным образом, терригенным путем, вторая — хемогенным. Марганец же выносился как в виде взвеси, так и в виде растворов. Большие значения коэффициентов вариации ванадия, хрома, никеля и бария, так же как и стронция, свидетельствуют о неравномерном распределении их в осадках. Относительно равномерно распределены титан и марганец.

В позднеустькутское время (рис. 48) в основных чертах сохраняются условия осадконакопления, создавшиеся в начале ордовикского периода. Однако дифференциация тектонических движений на северо-западе обуславливает некоторое углубление бассейна, где устанавливаются морские мелководные фации. В то же время юго-западная часть территории испытала небольшие поднятия, благодаря чему усилился снос обломочного материала со стороны Катангского поднятия. В целом же позднеустькутское время характеризуется некоторым сокращением прибрежных фаций и увеличением мелководных.

По характеру осадков на юге территории, как и в раннеустькутское время, четко выделяются три зоны: западная — прибрежная, центральная — прибрежно-мелководная и восточная — прибрежная.

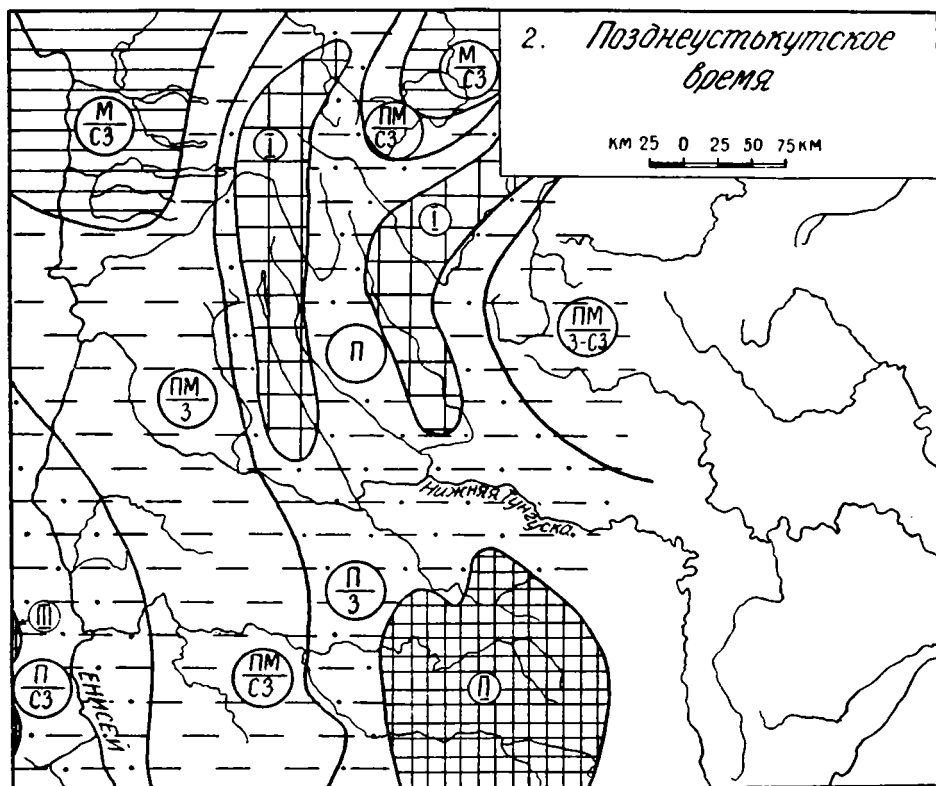


Рис. 48. Палеогеографическая схема. (Условные знаки см. рис. 47)

В западной зоне продолжали формироваться песчанокарбонатные осадки: кварцевые песчаники, алевролиты, доломиты, известковые доломиты и, реже, доломитистые известняки. Породы несут многочисленные признаки мелководья: мелкие внутрiformационные размывы, следы

волновой ряби, трещины усыхания на поверхностях напластования. Снос обломочного материала продолжал осуществляться со стороны Сымско-Енисейской суши, но по отношению к раннеустькутскому времени интенсивность поступления его уменьшилась, о чем свидетельствует сокращение количества терригенного материала в соответствующих осадках. Общее содержание обломочного материала в позднеустькутских отложениях составляет всего 25%. Так же как и ранее, среди песчано-алевритовой фракции преобладает кварц (83%), в подчиненном количестве находятся полевые шпаты (27%). Состав аутигенных и терригенных компонентов в тяжелой фракции сохраняется тот же, что и в раннеустькутских отложениях. Преобладание доломита в карбонатной составляющей позволяет говорить о повышенно засоленном режиме бассейна осадконакопления.

В старых контурах сохраняется зона прибрежных фаций и на территории бассейна верхнего течения р. Подкаменной Тунгуски. Но в результате активизации тектонических движений положительного знака с Катангского поднятия усилилась транспортировка обломочного материала. В прибрежной зоне, прилегающей к этому поднятию, формировались, главным образом, песчаники. Общее содержание терригенного материала здесь составляет 77%, причем 62% приходится на долю песчано-алевритовой части. Усиление размыва Катангской суши заметно сказалось и на изменении соотношения устойчивых и неустойчивых к химическому выветриванию терригенных компонентов. Если в раннеустькутских отложениях среднее содержание кварца в песчано-алевритовой части пород было 76%, то в позднеустькутских оно уменьшилось до 59, а это значит, что на территории Катангской суши начали размываться в значительно больших объемах невыветрелые горные породы. Береговая зона раскрывается в сторону Тембенчинского архипелага, существование которого подтверждается поступлением обломочного материала в окружающие его области аккумуляции.

В составе осадков прикатангской прибрежной зоны наряду с песчаниками и алевритами формировались песчанистые доломиты, иногда с небольшой примесью целестина, что дает основание полагать здесь существование засоленного бассейна.

На территории бассейна среднего течения р. Подкаменной Тунгуски примерно в старых контурах располагалась зона прибрежно-мелководных морских фаций, где продолжали накапливаться известковистые доломиты и, редко, доломитистые известняки. Терригенный материал сносился, главным образом, со стороны Катангской суши, поскольку в восточных разрезах зоны накапливались более терригенные осадки.

В северном направлении в составе доломитов уменьшается роль кальциевой примеси. Вместе с тем в доломитах появляются гипс и ангидрид (Петраков, 1966), что дает основание выделить здесь, как и раньше, бассейн повышенной солености. Сохранились прежние источники сноса, т. е. Сымско-Енисейская суша и Тембенчинский архипелаг.

Прибрежно-морские фации на север сменяются морскими мелководными фациями. От широты р. Горбиячина и севернее формировались известняки и доломиты с небольшой примесью алевритового и глинистого материала. Наличие обломочных разностей карбонатных пород (конгломератов и гравелитов) в районе Левого Омнутаха указывает на развитие здесь островов. Из областей сноса наряду с терригенным материалом в небольших количествах поступал, по-видимому, и растворенный кремнезем. Почти полную преемственность от раннеустькутского позднеустькутский бассейн имел на северо-востоке и востоке, где сохраняются прежние фации и закономерности распределения терригенного и хемогенного материала в осадках. Несколько увеличивается количество по-

ступающего кремнистого материала в осадки, а северо-восток захватывается трансгрессией, в связи с чем прекращается садка целестина.

Ниже (табл. 40) приведены данные о геохимических особенностях позднеустькутских отложений.

Таблица 40

**Геохимическая характеристика позднеустькутских отложений
в северо-западной части Сибирской платформы (n=108)**

\bar{K}_k	V, %	Корреляция элементов (связь значима при $r > 0,17$)						
		Ba	Sr	V	Ni	Cr	Mn	
0,49	91	Ti	-0,18	-0,1	0,07	0,53	0,43	-0,13
0,76	76	Mn	0,09	0,006	-0,06	0,02	0,12	
0,39	263	Cr	0,01	-0,07	-0,02	0,94		
0,28	350	Ni	-0,05	-0,06	-0,04			
1,0	55	V	-0,04	0,15				
2,27	343	Sr	0,45					
0,36	216	Ba						

Из приведенных данных можно заключить, что так же, как и в раннеустькутских отложениях, в позднеустькутских малые элементы накапливались в весьма незначительных количествах. Все значения их коэффициентов концентрации составляют, за исключением стронция и ванадия, меньше единицы. Ванадий накапливался в кларковых количествах. Стронций в 2, 3 раза больше. Интересно отметить, что в целом значения величин коэффициентов вариации в позднеустькутских отложениях возрастают, что свидетельствует о неравномерном распределении малых элементов в породах. Это, безусловно, является следствием дифференцированных движений в позднеустькутское время, о которых мы уже говорили выше.

Парные корреляционные связи между малыми элементами здесь также несколько ухудшаются. Так, титан утрачивает положительную корреляционную связь с ванадием. С ванадием утрачивают связи и все другие элементы группы железа. Остальные значимые связи между элементами те же, что и в раннеустькутских отложениях.

Небезынтересно рассмотреть эволюцию организмов, обитавших в устькутский век, которая, несомненно, во многом определялась изменениями условий режима бассейна. С этой точки зрения большой интерес представляют биогеографические и биофациальные исследования брахиопод, проведенные А. Г. Ядренкиной (СНИИГГИМС). Согласно ее данным, начало раннеордовикской трансгрессии подтверждается резкой сменой комплекса брахиопод. Верхнекембрийские представители рода *Foorthis Walcott*, обладавшие крупными размерами, массивной раковинной с груборебристой поверхностью и обитавшие в условиях прибрежной зоны с неустойчивым гидродинамическим, солевым и газовым режимом, сменились расцветом тетралобуллид и афеортисов. Эти организмы обладали небольшими размерами, тонкостенной и сравнительно тонкорребристой поверхностью раковин. По морфологическим особенностям тетралобуллиды относятся к свободнолежащему типу брахиопод, которые предпочитали селиться в относительно спокойно мелководной зоне.

Во второй половине устькутского века тетралобуллиды исчезли, что связано с повышением солевого режима в устькутском бассейне. Приспособились к изменившимся условиям среды только два вида: *Arheoorthis melita Hall et Whitfield* и *Arheoorthis submelita Vadr.*, морфологические особенности которых позволяют отнести их к якорному экологическому типу. Представители типа обитали в прибрежном мелководье, но

предпочитали все же более спокойные участки. Однообразие представителей рода *Arheoorthis* в видовом и обилие их в количественном отношении говорит за то, что они обитали в условиях не совсем нормального химизма водной среды, при котором никакие другие виды брахиопод жить не могли.

Бассейн в устькутский век имел довольно устойчивую связь с морями Северной Америки, Саяно-Алтайской области и Казахстана, на что указывает наличие тождественных и близких видов с указанными провинциями.

Чуньский век

В самом конце устькутского века в пределах северо-западной части платформы началась медленная регрессия, достигшая своего максимума в конце раннего ордовика. Условия осадконакопления второй половины раннеордовикской эпохи демонстрируют палеогеографические схемы, показанные на рис. 49—53.

Вещественный состав осадков, особенности их изменения по площади и во времени, позволяют утверждать, что в чуньский век бассейн седиментации испытал, главным образом, обмеление, но отдельные этапы его развития происходили на фоне небольших трансгрессий.

Регрессия моря на самых заключительных этапах устькутского седиментогенеза в южной части территории привела к выводу на поверхность накопленных ранее осадков и частичному их уничтожению. Так, по материалам Е. П. Маркова в районе нижнего течения бассейна р. Подкаменной Тунгуски иногда наблюдается перерыв между малочерно-реченской свитой устькутского яруса и раннечуньскими отложениями. В более северных районах в пределах территории современного Енисейского кряжа и в приустьевой части р. Бахты между устькутскими и чуньскими отложениями наблюдаются конгломераты. В остальных районах переход между устькутскими и чуньскими отложениями постепенный.

В раннечуньское время (рис. 49) в результате поднятий на юго-западе возникает суша. В узкой примыкающей к этой суше полосе формируются грубообломочные породы. Это конгломераты, гравелиты и разнородные песчаники. В современном эрозийном срезе они сохранились в приустьевой части р. Бахты, в верхнем течении р. Большой Лебяжьей, по р. Вороговке.

По исследованиям И. М. Табацкого (1962), в приустьевой части р. Бахты конгломераты состоят из кварца, кремней, известняков, метаморфических сланцев, доломитов, роговой обманки, гематита и основных изверженных пород. Размер галек 1—7, чаще 1,5—2,5 см. Гальки залегают беспорядочно или ориентированы по слоистости. Псаммитовый материал плохо сортирован. Слоистость в песчаниках неясная. Песчаники пестрой окраски, ст. олигомиктовых до мезомиктовых (в основном кварц, полевые шпаты, кремни) разнородные (от тонко- до грубозернистых), прослоями с обломками кварца и кремней гравийной размерности. Обломки кварца часто несут следы давления, полевые шпаты каолинизированы. В алевролитовых прослоях наблюдаются слойки, ориентированные к горизонту под углом 75—80°. Цементом пород служит железисто-глинистый, карбонатный, редко фосфатный материал. Глинистый материал сложен преимущественно каолинитом.

В бассейнах р. Вороговки и Б. Лебяжьей обломки в конгломератах и гравелитах сложены кварцем, халцедоном, карбонатами. Песчаники и алевролиты олигомиктовые (80—90% кварца и 10—15% полевых шпатов). Цемент карбонатно-глинистый. По данным Е. П. Маркова, глинистый материал сложен каолинитом, а карбонатный — преимущественно

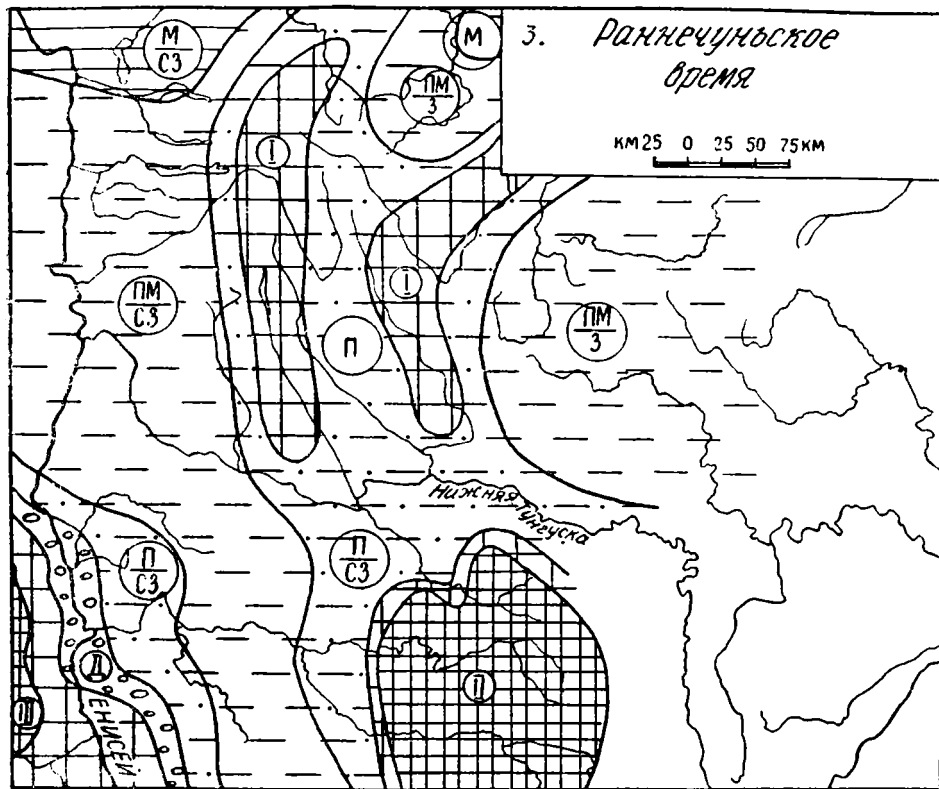


Рис. 49. Палеогеографическая схема. (Условные знаки см. рис. 47)

доломитом, меньше кальцитом. Изредка отмечается аутигенный глауконит. Породы красноцветные. Частая смена по разрезу конгломератов, гравелитов, песчаников и алевролитов, резкие переходы между ними и указанная выше характерная слоистость свидетельствуют о накоплении их за счет быстрых временных потоков. На схеме зона распространения соответствующих отложений показана как прибрежно-дельтовая. Принимая во внимание существенно доломитовый состав карбонатной примеси в породах, можно полагать, что осадконакопление реализовалось в бассейне с повышенной соленостью. Судя по составу терригенного материала, в зону осадконакопления поступал материал за счет размыва ранее сформировавшихся карбонатно-терригенных пород, а также и за счет метаморфических и изверженных пород, вскрытых в результате предчукской и раннечукской эрозии. В достаточно короткий отрезок времени на границе позднеустыкутской трансгрессии и раннечукской регрессии на суше была сформирована кора выветривания, которая и была сброшена при усилении тектонических подвижек в бассейн аккумуляции. Как известно, время смены трансгрессивного этапа осадконакопления на регрессивный — время наиболее благоприятное для развития кор выветривания.

Восточнее рассматриваемой зоны формировались более тонкозернистые осадки прибрежных фаций, наблюдаемые ныне в соответствующих разрезах в виде песчаников, алевролитов, аргиллитов и доломитов.

Песчаники и алевролиты кварцевые и полевошпатово-кварцевые от тонко- до грубозернистых, косо- и горизонтальнослоистые, со знаками волновой ряби и трещин усыхания на поверхностях напластования. По

направлению с востока на запад, т. е. в сторону Енисейского кряжа, породы становятся более грубозернистыми. В песчаниках появляются даже обломки кварца и кремней гравелитовой и мелкогалечной размерности. Среди песчаников нередко линзы аргиллитов и глинистых алевроитов. Обломочный материал песчаников и алевролитов слабо окатан. Цемент пород карбонатно-глинистый (нередко каолиновый), глинисто-железистый и карбонатный. Из терригенных минералов тяжелой фракции характерны магнетит, гематит, ильменит, лейкоксен, турмалин, рутил, анатаз, реже моноклинные пироксены, из аутигенных — пирит и глауконит.

Аргиллиты редки и всегда обогащены песчано-алевритовым материалом. Изредка в рассматриваемой зоне формировались доломиты. Они всегда обогащены глинистым и известковым материалом. На локальных участках наблюдается резкое чередование грубозернистых песчаников и линз аргиллитов с отдельными глиптоморфозами каменной соли. На основании этого Е. П. Марковым высказано предположение о существовании здесь временных озер, пересыхание которых обеспечивало садку не только доломита, но и соли. В целом же можно полагать, что осадконакопление реализовалось в прибрежной зоне в условиях повышенной солености вод.

На восток и север прибрежная зона сменяется прибрежно-мелководной, т. е. зоной, несущей признаки прибрежных и морских мелководных условий осадконакопления. Основным типом пород, характеризующим данную зону, являются доломиты.

На юге территории зона прибрежно-мелководных фаций по отношению к предыдущему этапу осадконакопления существенно сокращается — до 150—170 км против 200—250. Здесь формируются глинистые доломиты и глинистые алевролиты с прослоями внутрiformационных конгломератов и песчаников. Доломиты пелитоморфные, иногда строматопоровые. Размер отдельных биогерм достигает 2 м, чаще же 0,2—0,4. Нередки оолитовые разности доломитов. Прослой и линзы внутрiformационных конгломератов формировались в моменты обмелений бассейна, когда возникали всевозможные острова и мели. Указанные обломки обычно остроугольные и полуокатанные размером 1—2 см. Цементируются они известково-доломитовым материалом часто оолитового сложения. Алевролиты кварцевые и кварцево-полевошпатовые, тонкослоистые с многочисленными следами волновой ряби. Помимо кварца и полевых шпатов среди терригенной примеси в качестве аксессуаров присутствуют магнетит, гематит, лейкоксен, ильменит, турмалин, рутил, циркон, роговая обманка, гранаты и некоторые другие минералы. Такая же примесь обломочного материала наблюдается и в составе алевроитовой части доломитов. Глинистый материал сложен гидрослюдами, хлоритом, меньше каолинитом. Изредка отмечается аутигенный глауконит. Состав осадков, их структурно-текстурные признаки позволяют выделить здесь зону прибрежно-мелководных отложений, формировавшихся в условиях повышенной солености.

Рассматриваемая зона на север прослеживается примерно до Южно-Пясинского озера. Ширина ее увеличивается до 300 и более километров.

В районе нижнего течения р. Нижней Тунгуски продолжали формироваться преимущественно доломиты, но, как указывает В. У. Петраков, здесь с началом второй половины нижнеордовикской эпохи заметно усиливаются поднятия, которые привели к приближению береговой линии в области осадконакопления, что подтверждается увеличением терригенного материала в осадках. Основной источник сноса располагался на западе и юго-западе, дополнительный — на востоке, т. е. в пределах Тембенчинского архипелага.

Севернее, на территории современных бассейнов рр. Курейки и Кулюмбе и на других участках территории, примерно до широты оз. Мелкого, сохранились те же условия осадконакопления. Здесь также получили развитие, в основном, хемогенные доломиты прослоями, в той или иной мере обогащенные примесью терригенного материала. Характерно широкое развитие в породах трещин усыхания, знаков волновой ряби, косою слоистости и других признаков мелководья. Примесь обломочного материала в породах изменяется следующим образом. Наиболее северные разрезы содержат песчано-алевритового материала 13—19% (Левый Омнутях, Южное Пясино), а более южные (Курейка) до 38%. В этом же направлении в породах среди терригенной части осадков нарастает содержание песчано-алевритовых (главным образом алевритовых) частиц. Таким образом, в раннечуньское время терригенный материал поступал преимущественно со стороны Сымско-Енисейской суши. Обломочные зерна имеют угловатые и полуугловатые очертания. Выход минералов тяжелой фракции крайне незначителен, но несколько больше (0,1—1,9%), чем в ранее сформированных осадках. Изучение соответствующих фракций в породах, развитых в бассейне р. Кулюмбе, показало, что основными терригенными компонентами являются ильменит (9—54%), лейкоксен (20—44%), циркон (11—35%), рутил (до 8%), эпидот (до 2%), турмалин (до 2%). В виде единичных зерен присутствуют роговая обманка, моноклинные пироксены. Спорадически встречаются единичные зерна мусковита, зеленой слюды, гранатов и апатита. Сортированность обломков средняя. Окатанность неравномерная. Часть устойчивых к химическому выветриванию минералов (циркон, рутил, ильменит, турмалин) хорошо окатана, часть же неустойчивых к выветриванию обломков, помимо хорошо окатанных зерен, содержит совершенно неокатанные. Таковыми являются пироксены, роговые обманки. Возможно, это указывает на двойной источник сноса. Об одном из них мы уже говорили. Вторым, очевидно, является Тембенчинский архипелаг. Мы не исключаем также, что часть материала имеет пирокластическое происхождение.

Учитывая уменьшение общего содержания кластического материала в северном направлении, можно полагать, что севернее широты Южно-Пясинского озера формировались морские мелководные осадки. Это подтверждается также и тем, что в районе Усть-Порта на протяжении всего нижнего ордовика шло образование доломитово-известняковых пород, иногда органогенных (Мирошников, 1960).

Восточнее рассмотренной зоны располагалась зона прибрежных фаций с архипелагом островов в центральной части и Катангской сушей на юге. В районе бассейна верхнего течения р. Подкаменной Тунгуски Катангская суша контролировала формирование существенно терригенных отложений прибрежных фаций. Здесь отлагались пески, алевриты и доломитовые илы. Общее содержание песчано-алевритовых обломков в породах составляет более 40%, глинистых — около 30. В самых нижних горизонтах раннечуньских отложений среди песчано-алевритовых частиц кварц является резко преобладающим (90%), а в более молодых осадках количество его несколько уменьшается при одновременном увеличении полевых шпатов. Небезынтересно отметить, что в составе песчаников раннечуньских отложений в ряде случаев существенную роль играют обломки доломита, что свидетельствует о том, что в поднятия были вовлечены и накопленные ранее осадки узкой зоны, окаймляющей Катангскую сушу. Вместе с тем, по отношению к позднеустькутскому времени материал раннечуньских отложений становится более тонким и зона прибрежных фаций несколько сужается, что указывает на ослабление транспортирующей энергии водных потоков со стороны Катангской суши. Можно полагать, что к началу чуньского времени Катангская су-

ша в целом была достаточно сильно снивелирована. Обломочный материал тяжелой фракции остается тот же, как и ранее.

Описываемая зона осадконакопления раскрывается к северу, и можно полагать, что в пределах этой зоны продолжали формироваться преимущественно карбонатные обломочные породы и мергели. Существование Тембенчинского архипелага подтверждается вновь сопоставлением осадков, развитых в северо-восточном и восточном районах описываемой территории. Предполагается, что в бассейне верхнего течения р. Амбардаха были распространены прибрежно-мелководные, а в бассейне среднего течения р. Маймечи морские мелководные фации. Здесь на указанных территориях формировались доломитовые и глинисто-доломитовые илы. Характерно, что в верхнем течении р. Амбардаха осадки содержат около 4% алевритовых частиц, в то время как в среднем течении р. Маймечи они совершенно отсутствуют. Признаков мелководья (трещины усыхания, волновая рябь и пр.) больше несут также породы, распространенные в верхнем течении р. Амбардаха. Наличие в породах сульфатов в виде целестина и полное отсутствие в карбонатной составляющей кальцита позволяет говорить о седиментации в условиях засоленного водоема.

Прибрежно-морские фации засоленного водоема сохранились на востоке — в бассейне р. Мойеро, где раннечуньским осадкам соответствуют доломиты, иногда известковистые и известковые. Режим осадконакопления здесь был чрезвычайно неустойчивым, о чем свидетельствует переслаивание известняков с известковыми доломитами с гипсом, ангидритом, целестином и флюоритом, известняковых и известково-доломитовых конгломератов иногда с желваками кремней. Породы всегда в той или иной мере обогащены терригенным материалом, главным образом, в виде алевритовой и глинистой примеси. Общее содержание терригенной примеси в породах разрезов по р. Мойеро несколько больше, чем по р. Мойерокану. Алевритовый материал сложен кварцем (60—90%) и полевыми шпатами (10—40%). Поступление его происходило со стороны Тембенчинского архипелага, о чем свидетельствуют данные сопоставления вещественного состава пород бассейна р. Мойеро и расположенной значительно восточнее р. Моркоки. Если в бассейне р. Мойеро осадки содержат в целом терригенной примеси 17—27%, при этом 9—12% приходится на алевритовую фракцию, то в аналогичных по возрасту осадках в бассейне р. Моркоки общее количество терригенной примеси составляет всего лишь 7%, где алевритовая фракция практически отсутствует.

Геохимические особенности пород раннечуньских отложений охарактеризованы в табл. 41.

Таблица 41

Геохимическая характеристика раннечуньских отложений в северо-западной части Сибирской платформы (n=99)

\bar{K}_k	V, %	Корреляция элементов (связь значима при $r > 0,19$)						
		Ba	Sr	V	Ni	Cr	Mn	
0,28	75	Ti	-0,07	-0,17	0,44	0,37	0,12	0,02
0,99	80	Mn	-0,06	0,01	-0,09	0,03	-0,05	
0,64	114	Cr	0,15	0,19	0,37	0,28		
0,17	135	Ni	-0,09	-0,16	0,47			
0,31	119	V	-0,07	-0,05				
2,34	210	Sr	0,66					
0,41	163	Ba						

Из таблицы вытекает, что так же как и в более древних осадках, в раннечуньских в повышенных количествах накапливался только стронций, а все остальные элементы находятся в докларковых содержаниях.

Несколько уменьшается дисперсия элементов в породах, что выражается в уменьшении значений коэффициентов вариации. Повышенное значение коэффициента вариации у стронция ($V_{Sr} = 210\%$). Накопление его в виде целестина зафиксировано только в западном и северо-западном районах, в то время как в других участках содержания его незначительны.

Титан значимо положительно коррелируется с ванадием и никелем. С этими же элементами коррелируется и хром. Хром кроме того положительно коррелируется со стронцием, что необычно, и причину такого поведения его объяснить трудно. Можно лишь полагать, что в раннечуньское время какая-то часть хрома поступала в бассейн аккумуляции в истинных растворах. Возможно также поступление какой-то части элементов в бассейн аккумуляции воздушным путем в составе пепловых частиц. В этом случае, естественно, в осадках будут нарушены соотношения между малыми элементами и закономерности их миграции, сложившиеся в системе континент — море. Выше уже было отмечено, что в составе чуньских пород иногда отмечается примесь туфового материала. Однако сохранность его такова, что в настоящее время трудно оценить количественную и качественную стороны вулканомиктового материала в осадках.

VI. Среднечуньское время (рис. 50) знаменуется преобладанием тектонических движений отрицательного знака на большей части северо-запада Сибирской платформы. В результате этого наблюдается существенное сокращение площадей областей питания и разрастание площадей осадконакопления. Фактический материал по изучению соответствующих осадков позволяет говорить о сохранении суши на юге территории и об уничтожении или о резком сокращении ее в пределах центральной части Тунгусской синеклизы. Во всяком случае изучение среднечуньских отложений по окраинам Тунгусской синеклизы показывает их примерно одинаковый вещественный состав и примерно одинаковое соотношение в них хемогенного и терригенного материала.

На фоне преобладающих движений отрицательного знака отдельные участки испытывали поднятия. Таким участком был, например, юго-западный, где в раннечуньское время территория суши не сократилась и продолжала размываться с прежней интенсивностью. Об этом свидетельствуют конгломераты и разнозернистые песчаники, формирующие прибрежно-дельтовые фации в контурах, установившихся в раннечуньское время. Отличие от раннечуньских заключается лишь в увеличении относительной роли в их составе кальцита и уменьшении роли доломита, что позволяет рассматривать формирование их в условиях бассейна нормальной солености. Не останавливаясь на характеристике вещественного состава конгломератов и песчаников, который почти не отличается от разобранных ранее, отметим лишь, что в составе обломков среднечуньских отложений значительно меньше карбонатных пород. Это позволяет говорить о том, что к среднечуньскому времени в результате эрозии на территории современного Енисейского кряжа были вскрыты большие площади древних метаморфических и изверженных пород, чем в раннечуньское время. Иначе говоря, накопленные карбонатно-терригенные осадки в устькутский век на территории Енисейского кряжа к среднечуньскому времени были в значительной мере размыты.

Примерно в старых контурах на юго-западе сохранилась и зона прибрежных фаций. Здесь продолжали формироваться песчаники и алевролиты. Изменение испытывает лишь хемогенная часть породы. Вместо доломита преобладающим становится кальцит, что позволяет говорить об установлении нормального солевого режима морских вод.

Сократилась зона распространения прибрежных фаций по фасу Катангского поднятия. Здесь в полосе шириной около 75 км формировались

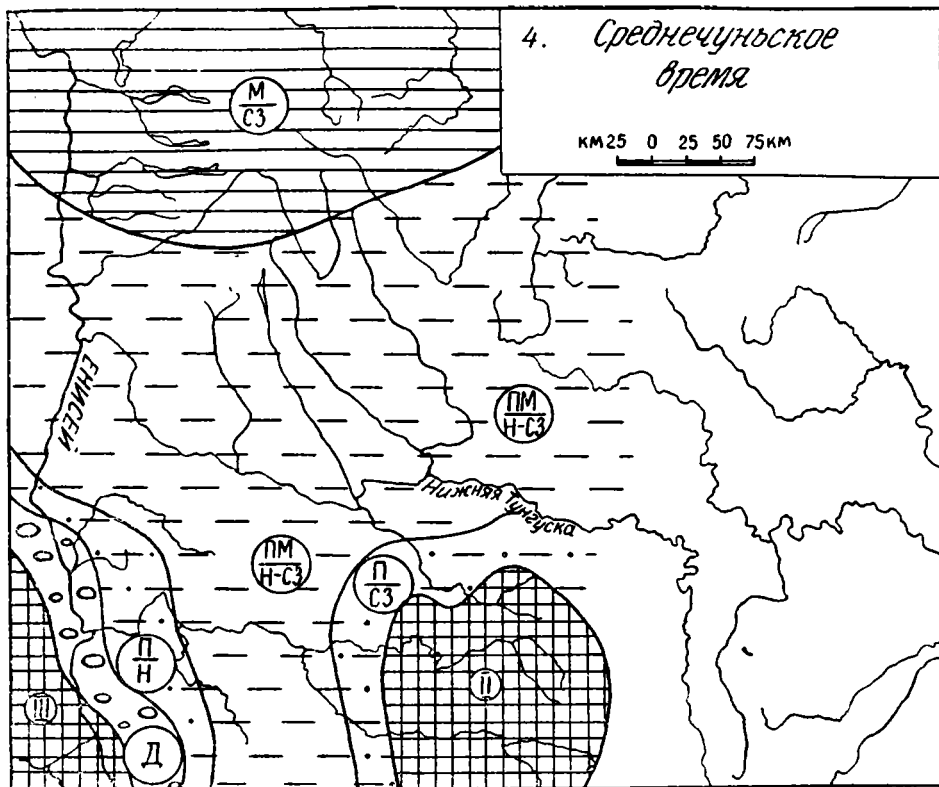


Рис. 50. Палеогеографическая схема. (Условные знаки см. рис 47)

песчаники, алевролиты и известковые оолитовые и строматопоровые доломиты. В целом породы прикатангской прибрежной зоны среднечуньского времени содержат несколько меньше терригенного материала по отношению к породам той же зоны раннечуньского возраста, что свидетельствует об уменьшении интенсивности выноса его в связи с трансгрессией. Песчаники преимущественно мелкозернистые полевошпатово-кварцевые, иногда слюдястые. В тяжелой фракции из терригенных компонентов продолжают преобладать магнетит, ильменит, лейкоксен, турмалин, гранаты, изредка отмечается роговая обманка. В западном направлении песчаники замещаются алевролитами, а затем известковыми доломитами с примесью терригенного материала и прослоями внутриформационных доломитовых конгломератов. В этом же направлении в породах увеличивается роль строматопоровых известковых доломитов. Терригенная примесь песчано-алевритовой размерности в доломитах того же состава, что и в песчаниках и алевролитах.

На территории бассейна среднего течения р. Подкаменной Тунгуски режим осадконакопления был неустойчив. Здесь прибрежные фации периодически сменялись мелководными. Формировались известковые и доломитовые илы, алевролиты. Карбонатные осадки, характеризующие данную зону осадконакопления, отличаются по отношению к однофациальным осадкам предшествующего времени увеличением в их составе роли кальцита. В настоящее время это известковые доломиты и доломитистые известняки в той или иной степени глинистые, часто оолитовые, строматопоровые с прослоями алевролитов, линзами песчаников прослоями внутриформационных конгломератов. Алевролиты всегда обогащены карбонатным материалом. Фаунистические остатки сконцентрированы, главным образом, в маломощных прослоях известняков. На плоскостях

наслоения пород нередко следы волновой ряби. Все эти данные свидетельствуют, что бассейн осадконакопления был мелководным, где глубина не превышала первых десятков метров; временами же осадки выходили из-под уровня моря и в результате их разрушения образовались «угловатые конгломераты». На локальных участках создавались условия для расцвета строматолитовых построек. Воды бассейна в результате трансгрессии заняли большую площадь, но продолжали быть еще повышенно засоленными. Фации прибрежно-мелководных осадков раскрывались на север в сторону трансгрессировавшего моря.

На территории бассейна р. Нижней Тунгуски среднечуньские отложения к настоящему времени не сохранились благодаря более позднему их размыву. Размыв этот, начавшись в конце нижнеордовикской эпохи, продолжался и в начале среднего ордовика (Петраков, 1966). Можно лишь полагать по общегеологическим данным, что на территории бассейна нижнего течения р. Нижней Тунгуски формировались существенно карбонатные отложения в прибрежно-мелководных условиях.

На востоке в пределах бассейнов рр. Мойеро и Мойерокана в среднечуньское время сложились также прибрежно-морские условия осадконакопления. Здесь осадки формировались в исключительно быстро сменяющихся условиях, о чем свидетельствует очень пестрый состав пород: известняки, доломиты, песчаники, брекчии, доломиты с гипсом. Породы серые, зеленые, красные в различной степени глинистые и песчанистые. Основным типом являются доломиты и известняки. Доломиты с горизонтальной и волнистой слоистостью часто содержат тонкие прослойки или линзочки гипса и ангидрида. Известняки всегда доломитистые, нередко органогенно-детритовые. Песчаники мелкозернистые полевошпатово-кварцевые с большим количеством обломочных частиц карбонатов. Породы в целом повышенно стронциеносны, хотя минералов стронция и не встречено в существенных количествах. Вместе с тем под микроскопом иногда наблюдаются мелкие кристаллики целестина. На поверхностях напластования пород многочисленны трещины усыхания, следы волновой ряби. Можно полагать, что в среднечуньское время на востоке территории мелководные условия часто сменялись прибрежными, а отдельные участки морского дна иногда выходили из-под уровня моря и подвергались размыву. Многочисленные отмели создавали барьеры для водообмена и в участках, временно отшнурованных от моря или с трудным водообменом, создавались условия для повышения солёности вод и происходила садка сульфатов. Затем такие участки вновь затоплялись и сульфатносные доломиты перекрывались известняками. Возможно, что на востоке территории водообмен существенно контролировался остатками Тембенчинского архипелага. Во всяком случае логично допустить, что на месте существования архипелага в среднечуньское время были многочисленные мели.

На севере существовали морские мелководные фации. Здесь происходило формирование известняков (иногда органогенных), известковых доломитов и доломитов. Сопоставление разрезов показывает, что терригенный материал поступал с юго-запада. Преобладающим минералом является кварц, меньше встречаются полевые шпаты. Из тяжелых минералов терригенными являются ильменит, лейкоксен, циркон, рутил, эпидот, турмалин. Постоянно присутствуют в небольших количествах зерна обыкновенной роговой обманки, моноклинного пироксена и шпинели, а изредка мусковита, зеленой слюды, гранатов и апатита. Окатанность минералов неравномерная. Со стороны суши, по-видимому, выносился в небольших количествах и растворенный кремнезем, который в настоящее время отмечается в породах в виде небольших линз и образований неправильной формы. На сингенетичность его указывает ориентировка кремнистого вещества согласно напластованию пород и огибание прослоями доломита или известняка кремнистых образований.

Учитывая, что в морских осадках количество кальцита в западных разрезах больше, а на восток все большую и большую роль играет доломит, можно полагать, что море наступало главным образом, с северо-запада.

В целом можно констатировать, что морская трансгрессия среднечуньского времени была небольшой по масштабу, поэтому существенно изменения режима в солевом составе вод не произошло. Воды, хотя несколько и распределились по отношению к раннечуньским, но в основном сохранили слабо засоленный режим. Преобладали прибрежно-мелководные условия осадконакопления.

В табл. 42 приведены данные о геохимических особенностях среднечуньских отложений.

Таблица 42

Геохимическая характеристика среднечуньских отложений в северо-западной части Сибирской платформы (n=110)

\bar{K}_K	V, %	Корреляция элементов (связь значима при $r > 0,17$)						
		Ba	Sr	V	Ni	Cr	Mn	
1,0	760	Ti	0,06	0,59	-0,07	-0,04	-0,06	-0,06
1,18	84	Mn	-0,03	-0,13	-0,04	-0,16	0,10	
0,76	131	Cr	-0,16	-0,16	0,53	0,17		
0,18	166	Ni	-0,08	-0,14	0,52			
0,26	119	V	-0,17	-0,18				
2,17	228	Sr	0,46					
0,38	165	Ba						

Данные таблицы показывают, что, как и в предыдущих случаях, накопление малых элементов в среднечуньских отложениях было весьма незначительным. Исключение составляет стронций. Но значения величины коэффициента концентрации его несколько падают, хотя по-прежнему остаются высокими. Большая величина коэффициента вариации у стронция свидетельствует о неравномерном распределении его в породах. Особенно высокий показатель коэффициента вариации у титана. И это понятно, если учесть, что титан связан с терригенными осадками и накопление его происходило только в прибрежных фациях, в то время как в морских, удаленных от берега, осадках его содержание составляет всего лишь «следы».

Крайне интересны парные корреляции элементов. Титан положительно значимо коррелируется со стронцием (!). Эта необычная корреляция не может быть объяснена без привлечения различных источников поступления указанных элементов. Возможно, что титан в бассейн осадконакопления поступал не только в виде терригенной взвеси, но запылился и в составе пепловых частиц, о чем было сказано выше. Значимая положительная связь сохраняется между хромом и ванадием и (слабая) между хромом и никелем. Никель положительно коррелируется также с ванадием, а ванадий отрицательно со стронцием. Положительно коррелируется барий и стронций.

Пожалуй, наиболее интересным временем в истории ордовикского осадконакопления является позднечуньское. Это время весьма интенсивных и дифференцированных тектонических движений на территории Сибирской платформы. Примечательным для него является формирование характерной толщи существенно кварцевых песчаников и алевролитов, получившей название байкитской свиты. Байкитские отложения в одних районах залегают со стратиграфическим несогласием, в других — с постепенным переходом с подстилающими их отложениями. В ряде случа-

ев отмечаются несогласия и внутри байкитской толщи. Для лучшего понимания особенностей осадконакопления верхнечуньских отложений построено три палеогеографические схемы, характеризующие предбайкитское, байкитское и послебайкитское (предкриволуцкое) времена осадконакопления.

Предбайкитское время (рис. 51). Южная часть территории почти вся была выведена из-под уровня моря и только в бассейне нижнего течения р. Подкаменной Тунгуски и на небольшой площади в среднем течении (районы рр. Юкты и Енгида) сохранились участки, где продолжали накапливаться осадки. В этих районах переход пород чуньской свиты к байкитским песчаникам постепенный. На остальной

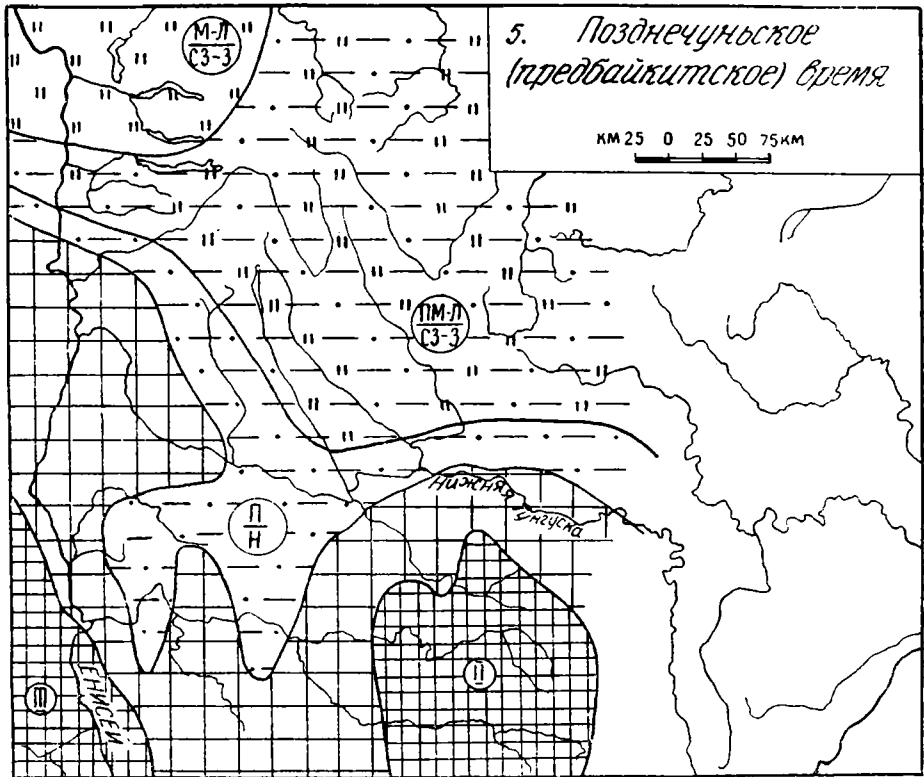


Рис. 51. Палеогеографическая схема. (Условные знаки см. рис. 47)

территории байкитские песчаники с размывом залегают на различных горизонтах ордовика, а местами и кембрия. Подсчеты показывают, что амплитуда размыва в предбайкитское время местами достигла более 200 м. Е. П. Марков (1970) отмечает, что в районе пос. Суломай (нижнее течение р. Подкаменной Тунгуски) размыты породы чуньской, малочернореченской и частично эвенкийской (кембрий) свит. В участках седиментации формировались терригенные и терригенно-карбонатные осадки. В составе обломочного материала в песчаниках помимо кварца значительную часть составляют карбонаты. В хемогенной части преобладает кальцит, что, видимо, связано с распресняющим действием вод, поставлявших обломочный материал из областей питания. Песчаные осадки на севере распространены узкой полосой, окаймляя сушу. Эта суша распространялась на северо-запад, включая и территорию нижнего течения бассейна р. Нижней Тунгуски, где существование суши

установлено, В. У. Петраковым (1966). Несколько севернее, в бассейне р. Курейки, байкитские отложения залегают на подстилающих их отложениях без видимого несогласия. Здесь алевролиты и алевритистые доломиты устьмундуйской свиты постепенно сменяются песчаниками байкитской свиты. Еще севернее, в пределах бассейнов рр. Кулюмбе и Горбиячина, к предбайкитским отложениям отнесены породы нижней части гурагирской свиты. Это пестроцветные терригенно-карбонатные породы — доломитовые мергели, доломитистые аргиллиты, доломиты с многочисленными следами волновой ряби, трещинами усыхания, слепками кубиков каменной соли. В породах отмечаются кристаллики барита. Все эти признаки свидетельствуют, что предбайкитские отложения здесь формировались в условиях мелководья с лагунным режимом. Минералогический состав нерастворимого остатка в породах отличен от состава нижележащих отложений. Легкие фракции песчано-алевритовой размерности сложены главным образом кварцем (70—80%) и полевыми шпатами (20—30%). В небольших количествах, но постоянно встречаются обломки кремней (халцедон) и кварцитов, а также обломки карбонатов, серицит, листочки зеленой слюды и мусковита. Окатанность обломков крайне неодинакова. Наряду с хорошо окатанными зернами в одном образце наблюдаются угловатые и полуугловатые обломки тех же минералов. Выход тяжелой фракции незначителен (сотые, реже десятые доли процента). Здесь преобладающими минералами являются: ильменит, лейкоксен, циркон, рутил, турмалин. Встречаются также: роговая обманка, моноклинные пироксены, гранаты, апатит, сфен, корунд. Приведенные данные о вещественном составе позволяют говорить, что источником питания предбайкитских отложений являлись как изверженные и метаморфические, так и осадочные породы. На этом основании можно полагать, что размыв нижеордовикских отложений в бассейне нижнего течения р. Нижней Тунгуски происходил в предбайкитское время.

Таким образом, на северо-западе территории в пределах современных бассейнов рр. Кулюмбе и Горбиячина в позднечуньское (предбайкитское) время была развита прибрежно-мелководная зона с лагунным режимом осадконакопления. Эта зона раскрывалась на восток и северо-восток.

На востоке формировались известково-доломитовые мелкозернистые песчаники и алевролиты, доломиты и доломитовые мергели. Присутствие в породах кристаллов и гнезд целестина, отпечатков и глиптоморфоз кристаллов каменной соли, следов волновой ряби, трещин усыхания, прослоев внутрiformационных известняково-доломитовых конгломератов свидетельствует о том, что соответствующие осадки являются функцией мелководных условий с лагунным режимом осадконакопления. Морские мелководные условия временами сменялись прибрежными, а иногда осадки выходили из-под уровня моря и подвергались размыву. На северо-востоке формировались преимущественно глинистые часто оолитовые доломиты. Поскольку в породах повсеместно встречаются линзочки и маломощные выклинивающиеся прослойки гипса, а также кристаллы и линзочки целестина, отпечатки кристаллов каменной соли, следы волновой деятельности, трещины усыхания, есть основания полагать существование здесь прибрежно-морских условий осадконакопления с повышено засоленным и засоленным режимом вод.

На крайнем северо-западе выделена мелководная зона, временами с лагунным режимом осадконакопления. Здесь, судя по разрезам скважин, пробуренных на территории Южно-Пясинской площади, стратиграфические аналоги предбайкитских отложений сложены преимущественно мелкозернистыми и скрытокристаллическими доломитами и доло-

митовыми мергелями с прослоями и линзами гипса и ангидрита. Наблюдаются и отпечатки кристаллов каменной соли. В отличие от описанных выше фаций здесь очень редки линзы внутриформационных конгломератов.

В настоящее время трудно решить вопрос о существовании в предбайкитское время Тембенчинского архипелага. Судя по изученным разрезам, с юга на север идет постепенное уменьшение в осадках роли терригенного материала, что хорошо видно и из расположения фациальных зон. На юге располагается суша. К северу она сменяется областью осадконакоплений. Сначала следуют прибрежные существенно-терригенные породы, затем терригенно-карбонатные и наконец карбонатные осадки. Следовательно, какого-либо существенного поступления терригенного материала со стороны Тембенчинского архипелага не чувствуется. Вместе с тем широкое развитие осадков с повышенно засоленным, а временами и засоленным режимом бассейна осадконакопления может свидетельствовать о том, что в зоне седиментации существовали многочисленные острова и мели, способствовавшие затруднению водообмена предбайкитского моря с открытым океаном. Можно полагать, что территория архипелага временами выполняла роль таких барьеров. Иными словами, вопрос о существовании его в предбайкитское время требует еще изучения. На схеме он не показан ввиду отсутствия доказательств поступления терригенного материала со стороны центральной части Тунгусской синеклизы.

Предбайкитские отложения заметно отличаются от более ранних осадков и по геохимической характеристике (табл. 43).

Таблица 43

Геохимическая характеристика верхнечуньских (предбайкитских) сложенных северо-западной части Сибирской платформы (n=36)

\bar{K}_K	V, %	Корреляция элементов (связь значима при $r > 0,34$)						
		Ba	Sr	V	Ni	Cr	Mn	
0,28	75	Ti	0,43	-0,07	0,12	0,35	0,09	0,09
1,0	87	Mn	0,20	-0,13	-0,13	-0,20	-0,28	
2,44	248	Cr	-0,15	-0,14	-0,11	0,17		
0,26	116	Ni	0,06	-0,09	0,52			
0,68	118	V	-0,009	-0,03				
2,89	22	Sr	0,23					
0,53	162	Ba						

Из таблицы видно, что породы предбайкитского времени обогащены хромом и стронцием ($\bar{K}_{Cr} = 2,44$, $\bar{K}_{Sr} = 2,89$). Остальные элементы накапливались в очень незначительных количествах. Хром в повышенных концентрациях зафиксирован в породах многих разрезов, но особенно большие значения его коэффициента концентрации зафиксированы в породах, распространенных в бассейне р. Подкаменной Тунгуски. Здесь по отдельным анализам содержания хрома достигают десятых долей процента, а по материалам Е. П. Маркова и первых единиц. Им отмечается, что песчаники чуньской свиты в пределах Гурьевского бассейна содержат хрома в 190 раз больше кларка, т. е. 1,9%. Такие содержания хрома им увязываются с размывом кор выветривания. Повышенные содержания хрома характерны не только для песчаников и алевролитов, но и для аргиллитов и доломитов, что, очевидно, свидетельствует о накоплении его в глинистой фракции. Содержания хрома в породах неравномерное, на что указывает большое значение коэффициента вариации ($V_{Cr} = 248\%$).

Необходимо отметить условия накопления стронция в породах. Они знаменательны тем, что количество стронция в предбайкитских отложениях не только увеличилось по сравнению с нижележащими, но, что самое главное, стронций довольно равномерно распределен в осадках. Об этом свидетельствуют данные результатов анализов (см. геохимическую характеристику отдельных разрезов) и низкие значения коэффициента вариации стронция в пределах рассматриваемых отложений ($V_{Sr} = 22\%$). Значимая положительная корреляция титана с барием может свидетельствовать о частичной терригенной природе бария. Титан, кроме того, положительно значимо коррелируется с никелем, с никелем же коррелируется и ванадий. Стронций положительно коррелируется с барием. Такие особенности корреляции показывают, что накопление рассматриваемых элементов связано только с глинистой фракцией и растворимой частью пород.

Своеобразные условия осадконакопления сложились в байкитское время позднечуньского этапа осадконакопления (рис. 52). На юге в это время область осадконакопления значительно расширяется, захватывая всю территорию бассейна р. Подкаменной Тунгуски, включая и окраинные зоны Енисейской и Катангской суши. В то же время ряд признаков указывает на то, что Тембенчинский архипелаг поставлял обломочный материал в окружающие его области осадконакопления.

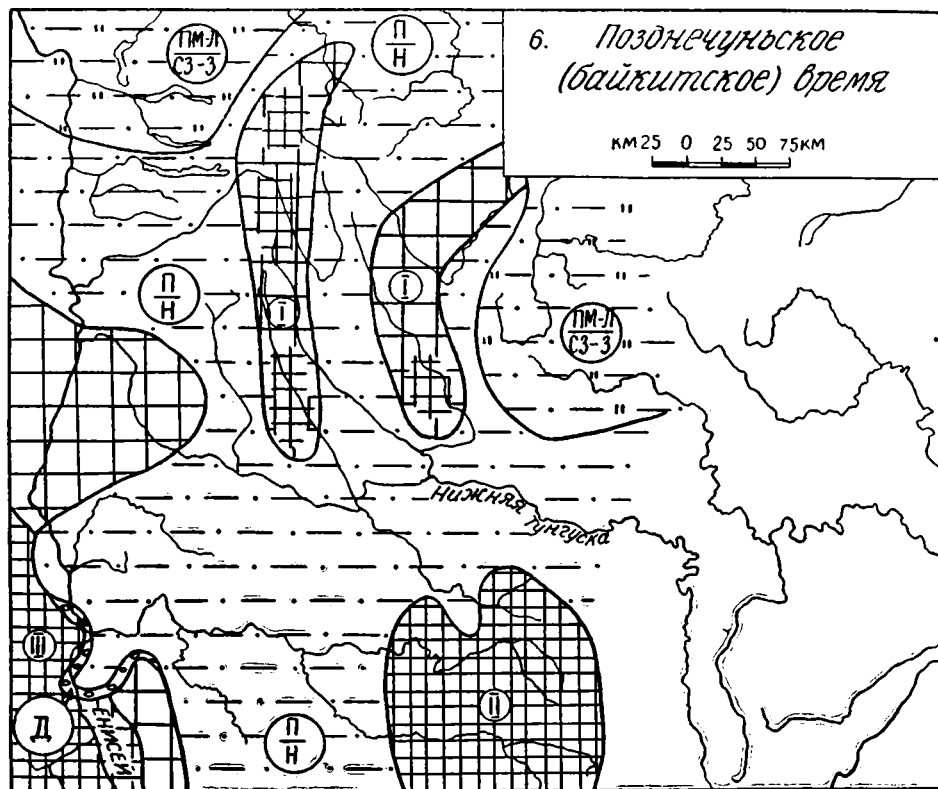


Рис. 52. Палеогеографическая схема. (Условные знаки см. рис. 47)

В бассейне нижнего течения р. Подкаменной Тунгуски основным типом пород байкитской свиты являются кварцевые песчаники и только в

узкой полосе около суши наблюдаются конгломераты и гравелиты с признаками формирования их в прибрежно-дельтовых фациях. Кварцевые песчаники формируют толщу мощностью от 60 до 120 м. Во внешней зоне, примыкающей к суше, породы имеют пестрые тона и состоят из разнозернистых в разной степени окатанных обломков кварца (80—85%) и полевых шпатов (10—18%). Кроме того, в небольших количествах отмечаются листочки слюд. В песчаниках нередко встречаются обломки кварца и кремней гравийной размерности. Полевые шпаты часто существенно каолинизированы. Цементом служит глинисто-железистая масса. Среди песчаников наблюдаются прослои красных алевролитов, гравелитов и песчаных каолинистых глин, на что указывал И. М. Табацкий (1962). По данным этого же исследователя песчаники содержат от 0,1 до 0,3% P_2O_5 . Восточнее красные цвета в песчаниках постепенно исчезают, породы становятся серыми и желтовато-серыми, а иногда белыми. Вместо глинисто-железистого цемента появляется известковый. На локальных участках появляется тонкогоризонтальная слоистость озерного типа, а еще несколько восточнее, в разрезе р. Подкаменной Тунгуски ниже устья р. Северной и восточнее преобладает косая и перекрестная слоистость, характерная прибрежно-морским отложениям. Песчаники становятся преимущественно тонкозернистыми. Появляется все больше и больше прослоев и пачек алевролитов.

По левым притокам нижнего течения р. Подкаменной Тунгуски Е. П. Марковым описаны байкитские отложения со слоистостью временных потоков и прибрежно-морской. По р. Б. Черной и др. распространены песчаники мелко- и среднезернистые, прослоями грубозернистые, обогащенные гравийными зернами. Кластический материал — кварциты, кварц, кремни, редко известняки. При движении на восток красноватность пород также исчезает и песчаники становятся более тонкозернистыми.

Основным обломочным компонентом песчаников является кварц, подчиненное значение имеют полевые шпаты. Среди терригенных компонентов тяжелой фракции ведущими являются: лейкоксен, анатаз, циркон, турмалин. Постоянно встречаются: магнетит, ильменит, гематит, гранаты, рутил, пироксены, лимонит. Изредка отмечаются единичные зерна роговой обманки, корунда, эпидота.

В бассейне среднего течения р. Подкаменной Тунгуски наибольшим распространением пользуются тонкозернистые песчаники и алевролиты с горизонтальной слоистостью, иногда с линзами известняков, песчаных известняков и с прослоями аргиллитов. Помимо горизонтальной слоистости в породах наблюдается изредка и мелкая косая слоистость типа морских течений. Минералогический состав прежний. Цемент карбонатный (кальцитовый реже, глинисто-железистый, базального типа).

Таким образом, при движении на восток от источника сноса наблюдается последовательная смена дельтовых, грубозернистых прибрежных, иногда озерных и, наконец, прибрежных морских осадков.

Большой интерес представляют наблюдения А. Т. Стулова (Марков, 1967), который в бассейне р. Кондромо (правый приток р. Подкаменной Тунгуски в ее среднем течении) описал пачку (10—15 м) пород байкитской свиты, состоящую из конгломератов, гравелитов, разнозернистых песчаников и алевролитов. Конгломераты и гравелиты сложены полуокатанными и окатанными обломками кварца и кварцитов, песчаники и алевролиты — обломками кварца и полуразложившимися полевыми шпатами. Поскольку на юг, запад и восток байкитские отложения сменяются более тонкозернистыми образованиями, возможность привноса грубозернистых отложений, тем более конгломератов и гравелитов со стороны Катангской или Сымско-Енисейской суши исключается. Оста-

ется предположить, что указанные отложения были привнесены с севера, т. е. со стороны Тембенчинского архипелага.

В бассейне верхнего течения р. Подкаменной Тунгуски байкитские песчаники существенно размыты. Судя по тем немногим обнажениям, которые известны в долине р. Чуни, это также кварцевые песчаники, в основном мелкозернистые и алевролиты. Количество кварца в них 80—95%, остальную часть слагают полевые шпаты и кремни. Цемент пород преимущественно кальцитовый, известково-глинистый, реже глинистый. В основании байкитской толщи в породах иногда отмечаются включения аутигенного глауконита. Состав обломочных компонентов в тяжелой фракции песчаников и алевролитов примерно тот же, что и в отложениях, распространенных на западе. Наблюдается только некоторое относительное увеличение роли рудных минералов — магнетита и ильменита. Где проходила береговая линия на востоке, сказать трудно, но, учитывая, что в составе байкитских отложений, распространенных по р. Чуни, преобладают алевролиты и мелкозернистые песчаники, по аналогии с расстояниями на западе, можно думать, что Катангская суша по окраинам была затопленной.

Рассматриваемые прибрежные фации распространены и в более северных районах. В бассейне нижнего течения р. Нижней Тунгуски они отсутствуют. В разрезах по р. Курейке и в прилегающих к ней участках стратиграфические аналоги байкитской свиты слагаются также преимущественно песчаниками и алевролитами с прослоями аргиллитов. Как отмечает В. У. Петраков, наиболее грубозернистые породы встречаются в западных участках, что указывает на основной привнос материала со стороны Западно-Сибирской низменности. Основой терригенного материала является кварц (до 90%), меньше (до 10%) полевые шпаты. Встречаются также обломки кремней и фосфоритов. Фосфатное вещество присутствует неравномерно в породах и отмечается не только в терригенной форме, но входит в состав цемента и развивается по органическим остаткам. Какой-либо слоистости в песчаниках не наблюдается. Аргиллиты только горизонтально слоистые. Вещественный состав аллотигенной части тяжелой фракции здесь (определения Л. И. Клиной) следующий: магнетит (до 60%), циркон (17%), турмалин (10%), анатаз и рутил (до 18%), пироксены (до 5—7%).

В пределах бассейнов рр. Кулюмбе и Горбиячина стратиграфические аналоги байкитских отложений слагаются преимущественно мелкозернистыми песчаниками, алевролитами и аргиллитами. Песчаники преобладают. Прибрежный характер отложений распознается по следам волновой ряби и трещин усыхания на плоскостях напластования песчаников и алевролитов. Заметна также косая и параллельно волнистая слоистость, следы местных перемылов. Породы преимущественно серые, но встречаются и пестроокрашенные. Прослой аргиллитов обычно мало мощные (0,1—0,5 м) и только в одном случае мощность их достигает 3,3 м. Они обладают тонкой горизонтальной слоистостью. Породы всегда содержат от 10 до 30% карбонатного материала, который выполняет роль цемента. Изредка отмечаются и тонкие (5—7 см) прослойки песчаных известковых доломитов. Частое чередование прослоев песчаников, алевролитов и аргиллитов указывает на неустойчивый, быстро меняющийся во времени режим осадконакопления. Можно полагать, что прибрежные морские с активным гидродинамическим режимом условия осадконакопления часто сменялись условиями, близкими к озерным. Это нашло свое отражение и в непрерывном чередовании состава карбонатной части пород, но доломитовый материал обычно приурочен к аргиллитам. Терригенный материал песчано-алевритовой размерности состоит, главным образом из кварца (80—95%), меньше (5—18%) полевых шпатов, преимущественно ортоклаза. В небольших количествах изредка

наблюдаются кремнистые обломки (до 5%) и в единичных случаях листочки слюд. Окатанность материала неоднородная. Наряду с хорошо окатанными зернами в одних и тех же прослоях наблюдаются полуокатанные и полуугловатые обломки одного и того же минерала. Возможно, это отражает двойной источник сноса. Одним из них являлась территория, расположенная на западе в пределах современной низменности, другим — Тембенчинский архипелаг. По-видимому, этим же обстоятельством можно объяснить и исключительно большие колебания содержания отдельных минералов в тяжелых фракциях. Здесь встречены: ильменит (6—78%), лейкоксен (4—48%), рутил (1—35%), турмалин (от единичных зерен до 11%). Кроме того, в виде единичных зерен присутствуют обычно: роговая обманка, моноклинные пироксены, а изредка мусковит, зеленая слюда, гранаты, апатит, сфен, корунд.

Близкие по составу, текстурным признакам, а, следовательно, и по условиям образования породы распространены в Западном Прианабарье. Не останавливаясь на их подробной характеристике, отметим лишь, что основным источником сноса для формирования песчаниковой толщи здесь являлся Тембенчинский архипелаг. Это легко доказывается следующими данными. В районе верхнего течения р. Амбардаха стратиграфические аналоги байкитской свиты сложены разномерными, порой грубозернистыми косо- и горизонтально слоистыми песчаниками и алевритами. Основным терригенным минералом является кварц. Отмечается небольшая примесь полевых шпатов. Карбонатный материал отсутствует практически полностью. В разрезах среднего течения р. Маймечи аналогичные по возрасту отложения слагаются преимущественно алевритами и мелкозернистыми песчаниками, но в составе терригенной части пород здесь помимо кварца и полевых шпатов существенную роль играют обломки доломита. Кроме того, доломит является цементом, обычно базального типа. Окатанность материала в районе верхнего течения р. Амбардаха значительно хуже, чем в районе среднего течения р. Маймечи. Следовательно, при удалении от Тембенчинского архипелага породы становятся более тонкозернистыми, «разбавляются» хемогенным и местным терригенным материалом.

На крайнем северо-западе и на востоке территории формировались доломиты, мергели, доломитовые мергели, часто с примесью алевритового материала. Породы обычно пелитоморфные. На плоскостях наклоения их нередко наблюдаются признаки мелководья (следы волновой ряби, трещины усыхания). Учитывая многочисленные линзы, а иногда и прослой ангидридов и гипсов, многочисленные отпечатки кристаллов каменной соли, линзочки и рассеянные кристаллы целестина в породах, можно предполагать, что в этих районах существовали прибрежно-морские часто с лагунным режимом условия осадконакопления. Интересно отметить, что прибрежные фации в байкитское время отличались высокой засоленностью бассейна, а прибрежно-морские — высокой, что связано, очевидно, с распресняющим влиянием вод, стекавших с континента.

Геохимические особенности байкитских отложений показаны в табл. 44.

В байкитских отложениях, как видно из таблицы, в сравнительно больших количествах накапливался хром, а содержание стронция составляет величину ниже кларковых, что отличает их от всех рассмотренных ранее отложений. Остальные элементы либо находятся в пределах кларка (марганец), либо значительно ниже. Сравнительно большие значения коэффициентов вариации элементов свидетельствуют об их неравномерном распределении в породах. Особенно большие величины коэффициента вариации характерны для марганца, хрома, никеля.

Интересно, что титан не имеет корреляционных связей ни с одним

Геохимическая характеристика верхнечунских (байкитских) отложений северо-западной части Сибирской платформы (n=32)

K _x	V, %	Корреляция элементов (связь значима при r>0,36)						
		Ba	Sr	V	Ni	Cr	Mn	
0,38	89	Ti	-0,14	-0,26	0,30	0,14	0,25	-0,13
1,02	216	Mn	0,02	0,04	-0,24	-0,16	-0,19	
4,24	161	Cr	-0,19	-0,16	0,76	0,79		
0,37	158	Ni	-0,05	-0,09	0,88			
0,64	103	V	0,0005	0,14				
0,83	146	Sr	0,59					
0,28	135	Ba						

элементом. Хром положительно значимо коррелируется с ванадием и никелем, стронций — с барием.

Позднечунский этап осадконакопления закончился перерывом, выводом отдельных территорий дна бассейна на дневную поверхность и, наконец, установлением континентального режима на всей рассматриваемой площади. Этот перерыв не был только особенностью развития северо-западной части Сибирской платформы. Он охватил громадные территории и за пределами платформы, что теперь признается большинством геологов. «В настоящее время уже не приходится сомневаться, что тектоническая активность на рубеже нижнего и среднего ордовика, и особенно в начале среднего ордовика широко охватила не только Сибирскую платформу, но и большую часть Алтае-Саянской области. С разной амплитудой перерыв устанавливается на Алтае, в Горной Шории, в ряде районов Тувы...» (Соколов, 1967, стр. 26).

Существование предкривоуццкого континентального перерыва подтверждается наличием остатков кор выветривания и продуктов их преотложения. На палеогеографической схеме предкривоуццкого времени (рис. 53) нами показаны участки распространения остатков кор выветривания, выявленные различными исследователями (Черкасов, 1967; Черкасов, Струнин, 1968; Герасимов, Марков, 1968 и др.). По материалам данных исследователей предкривоуццкий структурный элювий развит по байкитским отложениям и существенно обогащен по сравнению с подстилающими его породами — кварцем, гематитом, гетитом, гидрогетитом, магнетитом, цирконом, турмалином, лейкоксеном, анатазом, фосфатами, каолинитом. К настоящему времени коры выветривания зафиксированы пока лишь в бассейне нижнего течения р. Подкаменной Тунгуски, что объясняется хорошей обнаженностью здесь верхнечунских и раннекривоуццких образований.

Е. К. Герасимовым в долине р. Подкаменной Тунгуски, в 2 км ниже устья р. Лиственичной, описана кора выветривания, развитая на байкитских отложениях. Строение ее следующее.

1. Полевошпатово-кварцевые песчаники байкитской свиты. Породы отчетливо обнаруживают слоистую текстуру.

2. Кора выветривания с хорошо выраженными двумя зонами — структурного (0,5 м) и бесструктурного элювия (0,3 м).

В зоне структурного элювия породы имеют пятнистую окраску: на зеленовато-сером фоне пород субстрата выделяются пятна ярко-красного цвета, обусловленные присутствием гидроокислов железа. Более ожелезненные породы наблюдаются в верхней части зоны. Текстуры имеют унаследованный характер. В нижней части зоны в породах наблюдаются линзочки аутигенного кремнезема. В терригенной части песчано-алевритовой фракции снизу вверх по разрезу в породах возрастает от-

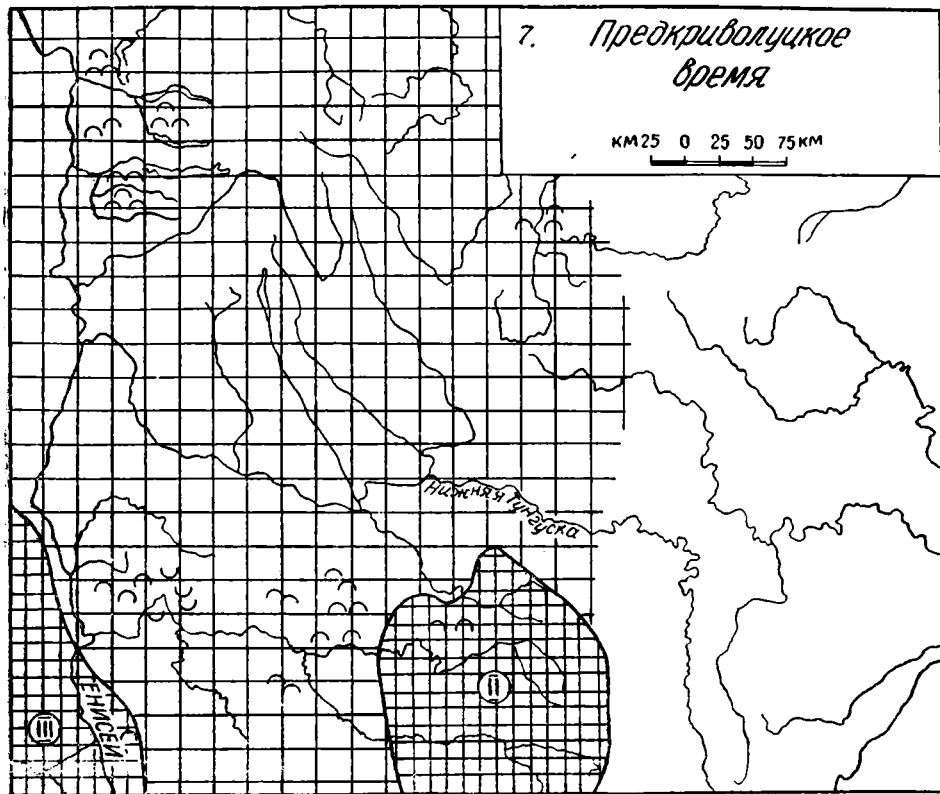


Рис. 53. Палеогеографическая схема. (Условные знаки см. рис. 47)

носительная роль кварца, роль полевых шпатов соответственно уменьшается. В верхней части структурного элювия наблюдаются реликты полевых шпатов, которые порой полностью замещены каолинитом, а порой каолинитом замещена только периферийная часть обломков полевых шпатов. В зоне структурного элювия хорошо сохранены первоначальные формы обломков.

Зона бесструктурного элювия связана с подстилающей ее зоной структурного элювия постепенным переходом и часто граница между ними не улавливается. Здесь развиты кварцевые, интенсивно железные песчаники с беспорядочной текстурой. Полевые шпаты полностью отсутствуют. Лишь в самой нижней части зоны встречаются отдельные комочки каолинита, которые, возможно, являются замещенными обломками полевых шпатов. Снизу вверх по разрезу в профиле коры выветривания наблюдается обеднение пород карбонатным материалом.

С размывом на бесструктурном элювии залегают переотложенные продукты коры выветривания. Размыв имеет карманообразную поверхность. В карманах (0,2—0,3 м) залегают мономинеральные кварцевые песчаники, обогащенные обломками фосфоритов, или пестроцветные песчаные глинисто-железистые породы. Помимо железа эти породы несколько обогащены титаном и марганцем. Химический состав их следующий: SiO_2 — 17,52%, Al_2O_3 — 15,53%, Fe_2O_3 — 58,53%, TiO_2 — 1,95%, CaO — 0,78%, MnO — 0,66%, MgO — 4,62%. Кроме того, по данным спектральных анализов породы обогащены хромом — 0,18%.

Г. Н. Черкасовым описана кора выветривания в разрезе по правому берегу нижнего течения р. Подкаменной Тунгуски в 2 км ниже о. Ко-

са Белая. Субстратом здесь также являются существенно кварцевые слабо фосфатизированные песчаники байкитской свиты. Сохранившиеся остатки коры выветривания имеют мощность 2,6 м. Здесь Г. Н. Черкасов выделил две зоны: нижнюю — гидрогетит-лептохлорит-фосфатную (2,2—2,5 м) и верхнюю — гематит-гетит-гидрогетитовую (0,1 м).

Представление о составе пород коры выветривания дает табл. 45. из которой видно, что в профиле коры выветривания в породах происходило накопление алюминия, железа, титана и удаление кремнезема и щелочей. Фосфор накапливался в нижней зоне коры.

На водоразделе р. Большая Черная — Плешивая Г. Н. Черкасовым и Б. М. Струниным описана кора выветривания предкривоуцкоего же времени, но несколько отличная по своей минералогической и химической характеристике. Здесь авторами выделены четыре зоны выветривания, которые характеризуются данными табл. 46.

Как видно из этой таблицы, в породах коры выветривания происходило также накопление алюминия, железа и титана и вынос кремнезема. В отличие от материалов, приведенных в табл. 45, здесь накопление фосфора в коре выветривания хотя и происходило, но в значительно меньших количествах, что объясняется бедностью фосфором исходных пород. В первом случае в исходных породах пятиоксида фосфора содержалось до 0,16%, а во втором — в два раза меньше.

Приведенные материалы указывают на существование коры выветривания в предкривоуцкое (в позднечуньское и раннекривоуцкое) время. Однако продукты коры выветривания свидетельствуют, что химическое разложение пород было сравнительно неглубоким. В процессе выветривания происходило удаление легко- и среднеподвижных химических элементов. На этом основании можно полагать, что климат был умеренно теплым, но не жарким, как об этом пишут Е. П. Марков, Г. Н. Черкасов и некоторые другие исследователи.

Оценивая историю развития в чуньский век, нетрудно видеть, что это было время сокращения морских условий осадконакопления и нарастания интенсивности тектонических движений положительного знака. Это привело в конечном счете к господству континентального режима. Изменение условий происходило не постепенно, а на фоне периодической смены трансгрессий и регрессий с циклическим нарастанием континентального режима. В чуньский век существенно изменились солевой и газовый режим в бассейне осадконакопления, что, естественно, должно было сказаться прежде всего на эволюции фауны.

Как отмечает А. Г. Ядренкина, в чуньский век исчезли полностью афеортисы и стали развиваться беззамковые брахиоподы рода *Angarella Assatk.*, известные в нижней и средней частях отложений чуньского яруса в различных пунктах Сибирской платформы. Эти формы относятся к экологическому типу зарывающихся брахиопод, которые приобрели способность зарываться в морской ил и жить в беспокойной гидродинамической среде. Ангареллы, обладавшие массивной раковиной, могли жить даже в зоне морского прибоа.

В среднечуньское время обитали представители рода *Nanorthis Ulrich et Cooper*, *Finkelburgia Walcott* и *Rhyselasma Yadrénkina*. Они относятся к якорному экологическому типу и предпочитали селиться в удалении от воздействия волнений. Присутствие видов *Nanorthis hamburgensis* и *Finkelburgia obesa Cloud*, тождественных североамериканским, свидетельствует о наличии связи сибирского бассейна с североамериканским морем. В позднечуньское время эта связь ослабевает, усиливается развитие представителей рода *Angarella* и многочисленных *Rhyselasma*.

На основании всех приведенных материалов следует, что раннеордовикская трансгрессия сменилась медленно развивавшейся регрессией,

Минералогический и химический состав пород предкриволуцкой коры выветривания
в бассейне нижнего течения р. Подкаменной Тунгуски, в районе о. Коса Белая (по Г. Н. Черкасову)

Зона коры выветривания	Вещественный состав	Содержание компонентов (в %)												
		SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	TiO ₂	MnO	P ₂ O ₅	Na ₂ O	K ₂ O	CaO	MgO	п.п.п.	H ₂ O
Гематит-гетит- гидрогетитовая	Гематит, гетит, гидрогетит, лептохлорит, фосфаты, кварц, каолинит, гидро- слюда, лейноксен, циркон, кальцит	35,72	5,74	14,5	2,5	1,10	0,55	4,44	0,03	0,06	19,9	2,13	12,4	0,87
		38,38	8,26	7,66	1,50	0,58	0,52	1,54	0,04	Неопр.	25,01	0,85	14,82	0,40
		63,68	1,52	3,51	1,67	0,30	0,40	6,72	0,06	0,02	15,33	0,30	5,61	0,37
Гидрогетит- лептохлорит- фосфатная	Гидрогетит, лептохлорит, фосфаты, кварц, каоли- нит, гидрослюда, лейноксе- низированный рутил, цир- кон, кальцит	60,14	1,24	3,95	2,33	0,44	0,36	7,28	0,13	0,15	16,80	0,47	5,63	0,34
		95,30	1,33	0,67	0,91	0,23	0,028	0,16	0,08	0,32	0,11	0,45	0,51	0,08
		97,04	0,66	0,71	0,95	0,13	0,035	0,037	0,05	0,07	0,091	0,18	0,20	0,07
Материнские породы	Кварц, фосфатсодержа- щие, обломки кремней, рутил, циркон	95,30	1,33	0,67	0,91	0,23	0,028	0,16	0,08	0,32	0,11	0,45	0,51	0,08
		97,04	0,66	0,71	0,95	0,13	0,035	0,037	0,05	0,07	0,091	0,18	0,20	0,07

Состав пород предкриволицкой коры выветривания в бассейне нижнего течения
р. Подкаменной Тунгуски в пределах водораздела рр. Черной — Плешивой (по Г. Н. Черкасову)

Зона коры выветри- вания	Вещественный состав	Содержание компонентов (в %)												
		H ₂ O	п.п.п.	SiO ₂	Al ₂ O ₃	TiO ₂	P ₂ O ₅	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	CaO	MgO	Na ₂ O	K ₂ O
IV	Кварц, гематит, гетит, гидрогетит, магнетит, каолинит, гидрослюда, циркон, турмалин, лейкоксен, анатаз, фосфаты	0,87	2,96	45,0	4,52	0,41	0,62	42,78	0,96	0,06	0,91	0,36	0,10	1,08
III	Кварц, реликты микроклина, кремни, гематит, гетит, гидрогетит, лептохлорит, гидрослюда, каолинит, турмалин, циркон, лейкоксен, анатаз, фосфаты	0,90	3,93	46,76	5,56	0,46	2,42	29,00	1,97	0,06	4,87	2,21	0,12	1,26
II	Кварц, микроклин, каолинизированный плагиоклаз, кремни, гетит, гидрогетит, лептохлорит, гидрослюда, каолинит, турмалин, циркон, лейкоксенизированный рутил, гидробиотит, фосфаты	0,56	2,29	42,62	9,97	0,65	0,90	36,19	0,95	0,06	1,55	0,66	0,18	3,91
		0,41	2,05	70,02	8,28	0,63	1,92	5,45	1,83	0,06	2,79	1,80	0,16	4,99
I	Регенерированный кварц, плагиоклаз, микроклин, кремни, гранаты, турмалин, циркон, рутил, лейкоксенизированный ильменит, гидрогетит, гидробиотит, сидерит	0,16	1,22	90,64	0,82	0,15	0,08	4,56	1,57	0,06	0,11	0,13	0,08	0,25
		0,10	1,00	87,69	0,65	0,29	0,07	0,41	9,00	0,03	0,21	0,13	0,08	0,25
Материнская порода	Кварц, плагиоклаз, микроклин, кремний, гранаты, арсиллиты, турмалин, циркон, рутил, ильменит, биотит, гидрогетит, кальцит	0,10	6,04	82,41	1,21	0,14	0,09	0,65	1,24	0,08	7,55	0,05	0,10	0,51

которая временами прерывалась небольшими трансгрессиями. Развитие регрессии привело к перерыву осадконакопления в конце нижнеордовикской эпохи и установлению континентального режима.

Во время существования континентального режима накопленные ранее осадки подвергались выветриванию. В профиле коры выветривания в ряде участков происходило обогащение повышено фосфатизированных пород чуньского яруса фосфором за счет его перераспределения. Криволуцкая трансгрессия способствовала перемыву фосфатных стяжений в коре выветривания и обусловила их концентрации в основании трансгрессивных осадков.

СРЕДНЕОРДОВИКСКАЯ ЭПОХА

Разделяющий ниже- и среднеордовикские отложения континентальный перерыв во времени с одинаковой обоснованностью можно отнести к раннекриволуцкому и к позднечуньскому. Скорее же всего этот перерыв соответствовал позднечуньскому — раннекриволуцкому времени. Характеристика условий осадконакопления бесспорно криволуцких пород, залегающих над перерывом, показана на двух литолого-палеогеографических схемах (рис. 54, 55).

Криволуцкий век

Раннекриволуцкое волгинское и киренское время. Установившийся континентальный режим на рубеже раннего и среднего ордовика в раннекриволуцкое время (рис. 54) сменился морским. Морская абразия наступавшего моря привела к размыву элювиального плаща и отложению в нижних горизонтах формирующихся криволуцких осадков кварцевых с примесью глауконита, песков и алевролитов с фосфоритовыми желваками. Энергично развивавшаяся трансгрессия привела к установлению почти на всей территории морского режима. В северной ее половине преобладали мелководные условия осадконакопления, сменявшиеся временами на отдельных участках прибрежными. В южной половине территории преобладали прибрежные фации. Источниками сноса была Сымско-Енисейская и Катангская суши. На юго-западе хорошо прослеживается внешний контур береговой линии, обрамляющий северо-восточный фас Сымско-Енисейской суши. На левом берегу р. Енисея против устья р. Бахты и далее на юго-восток прослеживаются (мощность до 0,5 м) мелкогалечные окатанные конгломераты, сложенные кварцем и кварцитами. На юго-востоке крайний выход раннекриволуцких отложений зафиксирован по р. Паимбу. Здесь формировались разнозернистые кварцевые песчаники, а в районе р. Амуткана (приток р. Чуни в среднем течении) Е. П. Марковым описан прослой (0,4 м) гравелита с линзами мелкогалечного конгломерата, относимый им условно к раннекриволуцким образованиям. Гравий и галька состоят из окатанных обломков молочно-белого и темно-серого кварца и фосфоритовых песчаников, сцементированных карбонатно-глинистым материалом. Эти факты указывают на близость другого источника сноса — Катангской суши.

Формирование раннекриволуцких осадков началось на неровной поверхности предкриволуцкого рельефа. Внедрившееся море в районе бассейна Подкаменной Тунгуски было настолько мелким, что не залило все участки суши и изобиловало островами, что фиксируется многими данными. Один из таких островов-останцев, описанный Е. П. Марковым в среднем течении р. Подкаменной Тунгуски (район Коченят), просуществовал до мангазейского века. В ряде случаев из среднеордовикских раз-

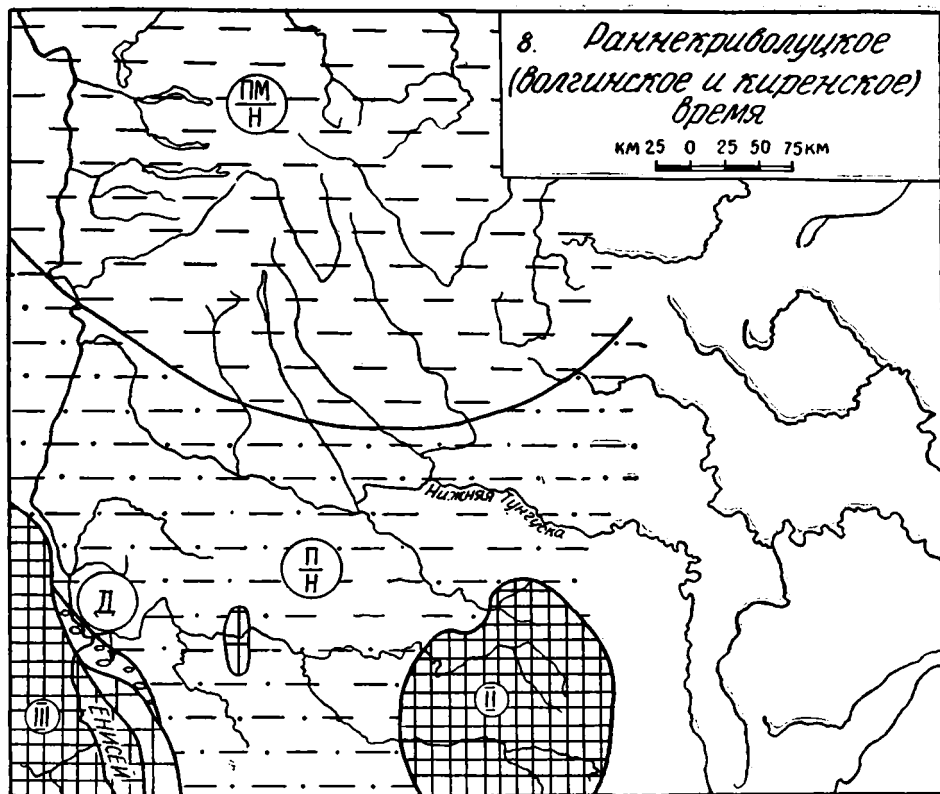


Рис. 54. Палеогеографическая схема. (Условные знаки см. рис. 47)

резов выпадают отложения волгинского горизонта и породы киренского горизонта залегают непосредственно на верхнечуньских, что свидетельствует о существовании островов до начала киренского времени.

Существенно отметить, что в криволицкий век практически исчезло различие между западной, восточной и центральной зонами осадконакопления, существовавшее на протяжении нижнего ордовика. В пределах нижнего, среднего и верхнего течения бассейна р. Подкаменной Тунгуски сложились единые условия осадконакопления — прибрежные и шло формирование песчано-алевритовых осадков.

Песчаники и алевролиты серые, желтовато-серые, иногда красные, разнозернистые, преимущественно средне- и тонкозернистые. Кластический материал в основном кварцевый (90—100%), меньше (до 10%) полевошпатовый (ортоклаз, микроклин). Обломки кварца регенерированы, полевые шпаты нередко затронуты процессами выветривания. До 15% в песчаниках и алевролитах составляют аутигенные зерна глауконита. В породах почти всегда отмечаются рассеянные зерна песчаной и гравелитовой размерности, а иногда и желваки фосфоритов. Большая часть фосфоритового материала наблюдается в основании криволицких песчаников. Здесь нередко удается наблюдать линзы и прослои фосфоритовых желваков или обломков фосфатизированных песчаников. Фосфатное вещество в обломках песчаников слагается мелкими желвачками и обломками желвачков, состоящих из аморфного бурого ожелезненного фосфата, цементированного железисто-карбонатной массой. В фосфоритовых горизонтах терригенная примесь сложена только кварцем, полевые шпаты отсутствуют или присутствуют в виде единичных зерен. Совместно с фосфоритами и кварцем всегда наблюдается

аутигенный глауконит. Все указанные особенности раннекривоуцких отложений, бесспорно, свидетельствуют о том, что кривоуцкая трансгрессия началась с перемыва и переотложения предкривоуцкого элювия. Интересно отметить, что в раннекривоуцких отложениях отмечаются резко повышенные (по отношению к подстилающим и перекрывающим их осадкам) содержания таких элементов, как марганец, хром, никель. Так, отдельные спектральные анализы показали содержание марганца в 44 раза больше кларка, хрома — в 4 раза, никеля — в 31 раз и т. д. Среди минералов тяжелой фракции преобладающими являются минералы, устойчивые к химическому выветриванию, такие как ильменит, циркон, турмалин, рутил, анатаз и др.

В верхней половине раннекривоуцких отложений (киренское время) усиливается роль алевролитов, появляются прослои аргиллитов, линзы известняков, количество прослоев песчаников уменьшается. Все это свидетельствует о том, что своего максимума кривоуцкая трансгрессия достигла в киренское время. Но каких-либо расширений границ морского бассейна не наблюдается. Следовательно, можно лишь сказать, что в киренское время произошло некоторое углубление морского бассейна без существенных изменений его границ. Минералогический состав алевролитов и песчаников пород киренского горизонта существенно не отличается от такового волгинских отложений. Можно лишь отметить некоторое (на 2—3%) увеличение в породах роли полевых шпатов. Обязательным для киренских песчаников и алевролитов является кальцитовый цемент, часто базальный. Аргиллиты тонкослоистые до листоватых, состоят преимущественно из гидрослюды с примесью хлорита и каолинита. На поверхности напластования пород отмечены следы волновой деятельности и деятельности илоедов.

Известняки, образующие линзы и вклинивающиеся прослои, серые, часто с многочисленными остатками остракод, мшанок, трилобитов, брахиопод.

Как уже сказано, в северной половине территории в раннекривоуцкое время установились морские мелководные условия осадконакопления, временами сменявшиеся прибрежными. Очень близкий тип раннекривоуцких пород, изученных на северо-западе и востоке, заставляет предполагать сходные условия осадконакопления на всей территории. Каких-либо признаков, указывающих на существование поднятий на территории центральной части Тунгусской синеклизы, нет. Отсутствие осадков на западе в пределах бассейна нижнего течения р. Нижней Тунгуски и на р. Курейке, а также на северо-востоке в пределах бассейна р. Маймечи можно объяснить последующим их размывом.

В северной части раннекривоуцкого моря повсеместно формировались глинистые известняки, часто органогенные. По всей территории исчезло доломитообразование, что указывает на нормальный солевой режим бассейна. В ряде случаев отмечаются прослои обломочных и органогенно-обломочных известняков, свидетельствующих о временных обмелениях моря. Источники сноса в северо-западной части бассейна были удалены на значительные расстояния, поскольку в осадках терригенной фракции песчаной размерности нет совсем, а количество алевритовой фракции не превышает 50%. Возможно, что территория в пределах бассейна нижнего течения р. Нижней Тунгуски была относительно приподнятой и служила своеобразным барьером, преграждавшим транспортировку материала со стороны Сымско-Енисейской суши.

Восточные разрезы (Мойеро, Мойерокан) более терригенные. Среднее содержание песчано-алевроитовой фракции в породах здесь составляет около 20%. Иногда отмечаются маломощные прослои мелкозернистых кварцевых песчаников. Преобладает же в породах алевритовый материал. Это наводит на мысль, что источником питания была Катангская

суша. Особенностью раннекриволуцких осадков восточной окраины Тунгусской синеклизы является также их повышенная железистость. В 1960 г. Е. П. Марковым и Л. Г. Марковой в основании криволуцкого яруса в долине р. Мойеро описан прослой (0,8 м) железистых пород с содержанием Fe_2O_3 до 48%. Минералом железа является гематит, который образует оболочки толщиной до 0,5 мм вокруг обломков мшанок, гастропод, брахиопод и других органических остатков или образует самостоятельные скопления оолитов. Этот же горизонт был прослежен и В. Г. Матухиной в долине р. Мойерокана, но количество окислов железа здесь меньше. Они образуют только оболочки вокруг обломков остатков организма. Обломки раковин часто фосфатизированы. Встречаются также мелкие (0,1—0,3 мм) зерна фосфорита. Возникновение подобных пород в основании криволуцкого яруса, несомненно, в значительной мере связано с размывом предкриволуцкой коры выветривания.

Важно отметить, что в пределах всех изученных восточных и северо-западных разрезов раннекриволуцкие отложения начинаются с обломочных пород, существенно обогащенных фосфоритовым материалом. Но, в отличие от южных районов, здесь фосфориты отмечаются в виде линзовидных прослоев в составе сильно песчанистых и алевролитистых известняков, либо наблюдаются в виде включений мелких желвачков в нижних горизонтах известняков. Отмечаются также и включения аутигенного глауконита в раннекриволуцких отложениях. Эти факты свидетельствуют о том, что морская трансгрессия в раннекриволуцкое время в северных районах началась с переработки предкриволуцкого элювия. Однако этот элювиальный горизонт был значительно маломощнее, чем в районах более южных. Это и понятно, если учесть, что в северных районах море позднее покидало пределы территории и раньше трансгрессировало, поскольку все морские трансгрессии развивались с севера со стороны современной Арктики. Другими словами, в северных районах континентальный режим по времени был короче, чем в южных. Такие особенности развития территории обусловили и то, что в основании пород криволуцкого яруса в северных районах содержится несколько больше полевошпатового материала в составе фракции. Здесь количество полевых шпатов всегда составляет 5—15%, а иногда и несколько больше. Остальную часть фракции слагают обломки кварца. В тяжелой фракции среди терригенных обломков преобладают устойчивые к выветриванию минералы: ильменит, лейкоксен, циркон, рутил, турмалин. В небольших количествах отмечаются гранаты, изредка встречаются единичные зерна роговой обманки и моноклинного пироксена.

Геохимические особенности раннекриволуцких отложений целесообразно рассмотреть отдельно (табл. 47, 48) для самых нижних горизонтов и для остальной части с тем, чтобы проследить изменение малых элементов в переотложенных продуктах коры выветривания и выше по разрезу. Самые нижние горизонты раннекриволуцких отложений, как уже говорилось, сформировались за счет перемыва предкриволуцкого элювия.

Приведенные в табл. 47, 48 данные отражают характер накопления в коре выветривания марганца, хрома и никеля. Марганец связан с фосфоритовыми конкрециями, а поэтому его содержания выше в породах из нижних горизонтов криволуцких отложений. Никель и хром концентрировались в глинистых фракциях, а поэтому при дифференциации предкриволуцкого элювия в процессе размыва и переотложения они оказались в более верхних (тонкозернистых) образованиях криволуцких осадков. Остальные элементы накапливались в незначительных количествах. Несколько повышенные содержания стронция связаны с морскими отложениями. Характерны парные корреляционные связи элементов. Титан в нижних горизонтах пород не коррелируется ни с одним элементом

Геохимическая характеристика нижних горизонтов раннекриволуцких отложений северо-западной части Сибирской платформы (n=32)

\bar{K}_k	V, %	Корреляция элементов (связь значима при $r > 0,36$)						
		Ba	Sr	V	Ni	Cr	Mn	
0,56	121	Ti	-0,16	-0,48	0,09	0,25	-0,02	-0,17
3,11	250	Mn	-0,09	-0,04	-0,19	0,22	-0,04	
1,39	226	Cr	-0,13	-0,17	0,48	0,34		
0,35	93	Ni	-0,13	-0,11	0,48			
0,57	78	V	-0,13	-0,26				
1,35	82	Sr	0,27					
0,52	144	Ba						

из группы железа, что свойственно корам выветривания. В более верхних горизонтах, где генетическая связь с корой выветривания более отдаленная, титан положительно значимо коррелируется с ванадием. В первом случае (табл. 47) ванадий положительно коррелируется также с никелем и хромом, а во втором (табл. 48) количество значимых связей увеличивается. Ванадий помимо титана положительно коррелируется с хромом и отрицательно со стронцием. Очень прочная связь марганца с никелем ($r_{Ni,Mn}=0,84$).

Таблица 48

Геохимическая характеристика раннекриволуцких отложений (без нижних горизонтов) северо-западной части Сибирской платформы (n=46)

\bar{K}_k	V, %	Корреляция элементов (связь значима при $r > 0,30$)						
		Ba	Sr	V	Ni	Cr	Mn	
0,46	65	Ti	-0,22	-0,49	0,35	0,16	0,10	0,02
1,97	165	Mn	-0,04	-0,05	-0,16	0,84	-0,08	
1,73	192	Cr	-0,1	-0,25	0,66	-0,07		
1,58	401	Ni	-0,11	-0,19	-0,02			
0,44	113	V	-0,16	-0,36				
1,37	115	Sr	0,08					
0,37	213	Ba						

В позднекриволуцкое (кудринское) время (рис. 55) море покидает большую часть территории. Морское осадконакопление сохраняется лишь на крайнем северо-западе, где продолжали формироваться терригенно-карбонатные осадки. С окружающей суши в бассейн усиливается поступление терригенного материала как глинистого, так и песчано-алевритового. Формируются мергели, реже алевриты, а в единичных случаях и пески. Кроме того, имеют место образования доломитов, известковых доломитов и известняков с различным содержанием терригенной примеси. В бассейне рр. Горбичина и Имангды формировались наиболее терригенные осадки — алевриты и глины, что отвечает зоне распространения прибрежных фаций. Здесь же отмечаются и прослой известняково-доломитовых конгломератов. Для всего бассейна характерно повышенное засоление вод, о чем свидетельствует преобладание в карбонатной составляющей осадков доломита над кальцитом. Мергели, распространенные в прибрежно-мелководных фациях позднекриволуцких осадков, являются доломитовыми. В породах часто отмечаются следы волновой ряби, трещин усыхания, иногда отпечатки кристаллов соли.

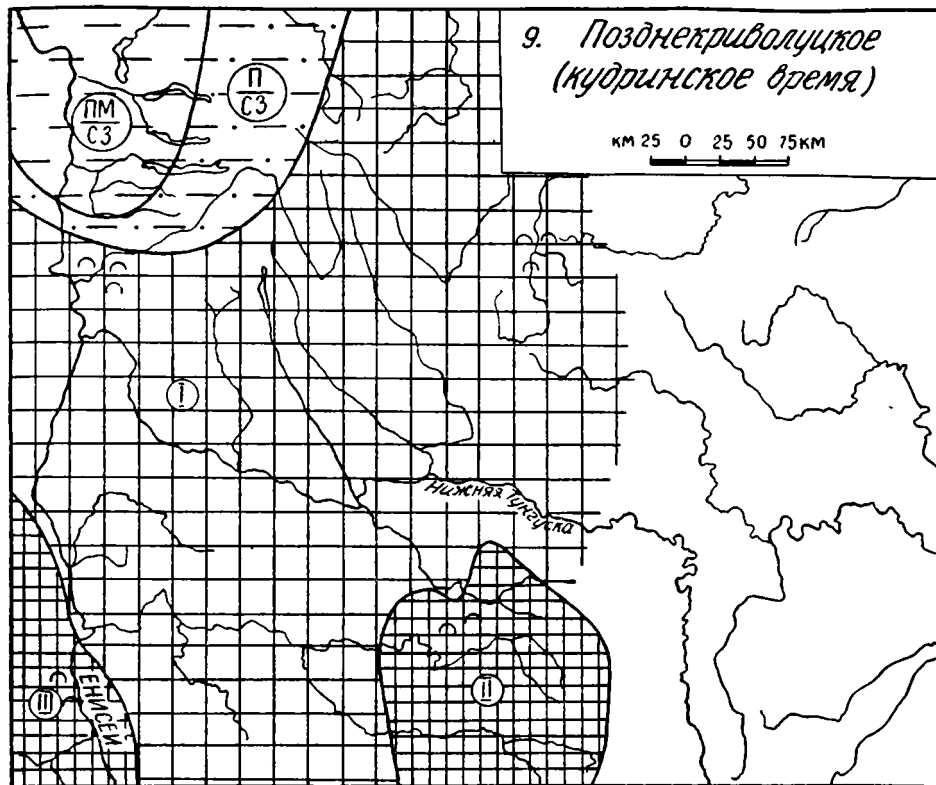


Рис. 55. Палеогеографическая схема. (Условные знаки см. рис. 47)

В терригенных фракциях песчано-алевритовой размерности рассматриваемых отложений преобладает кварц. Обычно количество его составляет 85—100%, но изредка отмечаются прослои пород, в которых количество кварца падает до 60%. Остальную часть фракций слагают полевые шпаты, в виде единичных зерен отмечены слюды. Сортированность обломков неоднородная. Наряду с хорошо окатанными зернами в одном и том же образце встречаются угловатые и полуугловатые обломки одного и того же минерала. Полевые шпаты представлены преимущественно ортоклазом, очень редко отмечаются кислые плагиоклазы. Выход тяжелой фракции очень незначителен (обычно 0,01%). Среди терригенных обломков здесь преобладают: ильменит, лейкоксен, циркон, рутил, турмалин. Встречаются также в виде единичных зерен: роговая обманка, мусковит, гранаты, эпидот.

Демонстрируемая ниже табл. 49 характеризует геохимические особенности осадков позднекриволучского времени только северо-западной окраины Тунгусской синеклизы.

Таблица отчетливо показывает, что в регрессивную стадию осадконакопления позднекриволучского времени усилилась садка стронция. Стронций распределен в породах относительно равномерно, поскольку коэффициент вариации его мал ($V_{Sr}=91\%$). В повышенных количествах накапливался и марганец. Остальные элементы в осадках находятся в докларковых (Ni, V, Ti, Ba) или в кларковых (Cr) содержаниях. Титан значимо коррелируется с ванадием и никелем, ванадий с никелем. Никель, кроме того, отрицательно коррелируется со стронцием. Положительна корреляционная связь между барием и стронцием.

**Геохимическая характеристика позднекривоуцких отложений
северо-запада Сибирской платформы (n=34)**

\bar{K}_k	V, %	Корреляция элементов (связь значима при $r > 0,35$)						
		Ba	Sr	V	Ni	Cr	Mn	
0,34	80	Ti	-0,08	-0,33	0,70	0,41	0,001	0,25
1,91	130	Mn	0,05	0,008	0,34	-0,06	0,06	
1,03	187	Cr	-0,03	-0,18	0,26	0,34		
0,21	115	Ni	-0,09	-0,38	0,57			
0,50	85	V	-0,07	-0,25				
1,80	91	Sr	0,62					
0,33	133	Ba						

На всей остальной территории, как уже сказано, осадконакопления не происходило. Здесь установился континентальный режим. Происходило формирование в ряде районов кор выветривания, о чем можно судить по составу раннемангазейских осадков. Так, породы чертовского горизонта мангазейского яруса часто сложены кварцевым материалом с фосфоритами, а иногда обогащены каолинитом и железом, что бесспорно, свидетельствует о возникновении их за счет перемыва продуктов коры выветривания. Более подробное рассмотрение переотложенных продуктов коры выветривания рассматривается ниже при характеристике условий осадконакопления в мангазейский век.

Оценивая в целом кривоуцкий век, можно сказать, что это век достаточно контрастных движений. После континентального режима, который существовал в предкривоуцкое время, вся северо-западная часть территории Сибирской платформы была погружена под уровень моря, а затем на большей части территории вновь установился континентальный режим. Смена режимов существенно отразилась и на изменениях фауны, что можно продемонстрировать на примере брахиопод.

Брахиоподы раннекривоуцкого времени, по данным А. Г. Ядренкиной, многочисленны, разнообразны и имеют отличный от нижеродовикских родовый состав, что было предопределено предкривоуцким континентальным перерывом. По морфологическим особенностям раннекривоуцкие брахиоподы характеризуют два экологических типа: якорный и свободнолежащий, а это говорит о том, что на территории северо-запада Сибирской платформы в раннекривоуцкое время сложились прибрежные и мелководные морские условия осадконакопления.

В раннекривоуцкое время установилась связь сибирского бассейна с морями Северной Америки. В комплексе брахиопод появляется значительный процент тождественных видов, а среди местных видов многие рассматриваются А. Г. Ядренкиной как варианты северо-американских. В это время границы моря значительно расширились и к востоку, благодаря чему возникли связи с морями северо-востока СССР. Установилась связь и с алтайским бассейном. В позднекривоуцкое время связи сибирского моря с другими прерываются. Происходит вымирание ряда родов, возникших в начале среднеордовикской эпохи. Лишь отдельные многочисленные их представители продолжали свое существование, приспособившись к новым условиям — повышенной солености вод.

Мангазейский век

Начало второй половины среднеордовикской эпохи ознаменовалось развитием морской трансгрессии, которая достигла своего максимума на заключительных этапах мангазейского осадконакопления.

В раннемангазейское (чертовское) время (рис. 56) морская трансгрессия развивается с севера, где устанавливаются вновь нормально морские условия осадконакопления, изредка сменявшиеся прибрежными. Море, проникая на юг, завоевывало все новые и новые территории. На большей части площади, где в предмангазейское время существовал континентальный режим и шло формирование кор выветривания, установились прибрежные фации. Основными источниками сноса стали вновь Сымско-Енисейская и Катангская суши.

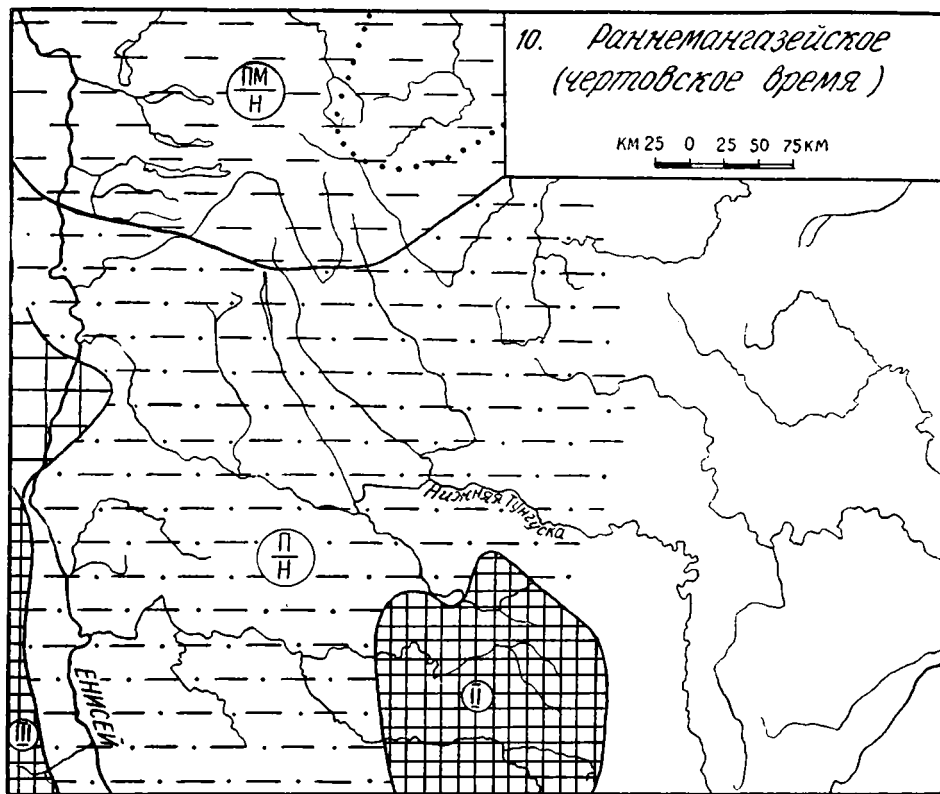


Рис. 56. Палеогеографическая схема. (Условные знаки см. рис. 47)

На юге формировались песчаники, алевролиты с фосфоритовыми конгломератами в основании. Песчаники почти исключительно кварцевые с небольшой примесью (до 10%) полевых шпатов. Особенно мало примеси полевых шпатов в породах из основания чертовского горизонта. Здесь обычно наблюдаются песчаники или алевролиты, обогащенные гальками и гравием фосфоритов, фосфатизированных песчаников и кварца. Иногда фосфоритовые образования формируют линзовидные прослои мелкогалечных конгломератов, сцементированных глинистым материалом. По результатам термических анализов в глинистом цементе помимо гидрослюда отмечается и каолинит. Существенно отметить, что кварцевые песчаники и алевролиты, в той или иной мере обогащенные фосфоритовыми обломками, встречаются практически по всей территории бассейна р. Подкаменной Тунгуски за исключением района пос. Байкита и некоторых других участков, где раннемангазейские образования сложены известняками и аргиллитами более высоких горизонтов мангазейского яруса. Это свидетельствует о широком развитии коры выветривания в предмангазейское (позднекриволуцкое) время. В со-

ставе песчаников и алевролитов раннемангазеекого времени нередко наблюдаются аутигенные зерна глауконита. В тяжелой фракции песчано-алевритовой размерности среди терригенных компонентов преобладают минералы, устойчивые к химическому выветриванию — циркон, турмалин, рутил, ильменит.

В более северных районах, в пределах бассейна р. Нижней Тунгуски на западе и бассейна р. Мойеро на востоке, в раннемангазеекое время также сформировались песчаники и алевролиты с фосфоритовыми обломками в основании. Песчаники и алевролиты кварцевые с небольшой примесью полевых шпатов. В тяжелой фракции здесь также преобладают устойчивые к химическому выветриванию минералы, главным образом циркон и турмалин. Фосфатный материал иногда выполняет роль цемента в породах. В бассейне р. Мойеро А. А. Высоккий (Мягков и др., 1963) описал в основании мангазееких отложений¹ слой фосфорита мощностью 0,25 м и макроскопически напоминающий гравелит, где фосфат составляет 80% породы. Залегающий же выше песчаник — кварцевый с регенерационным и глинистым цементом и с многочисленными зернами фосфата.

Севернее широты р. Курейки в условиях открытого мелководного моря формировались известняки часто органогенные. Наличие же среди микрозернистых и органогенных известняков прослоев обломочных оолитовых и органогенно-детритовых известняков указывает на то, что временами в море создавались прибрежные условия осадконакопления. Учитывая полное отсутствие в карбонатной составляющей пород доломита, можно полагать, что осадконакопление реализовалось в обстановке нормальной солености вод. На это указывают также многочисленные колонии кораллов и мшанок. Терригенная примесь песчано-алевритовой размерности в породах почти на 100% сложена кварцем. Полевые шпаты отмечаются как большая редкость. Среди минералов тяжелой фракции также отмечены только устойчивые к химическому выветриванию компоненты — ильменит, лейкоксен, циркон, рутил, турмалин.

Геохимическая характеристика рассматриваемых отложений показана в табл. 50.

Таблица 50

Геохимическая характеристика раннемангазееких отложений северо-запада Сибирской платформы (n=26)

K _к	V, %	Корреляция элементов (связь значима при r>0,41)						
		Ba	Sr	V	Ni	Cr	Mn	
0,40	72	Ti	-0,21	-0,47	0,17	0,14	-0,13	-0,25
2,33	100	Mn	0,28	0,43	-0,36	-0,31	-0,28	
5,02	233	Cr	-0,10	-0,25	0,16	0,52		
0,40	115	Ni	-0,18	-0,41	0,67			
0,71	83	V	-0,17	-0,41				
1,58	113	Sr	0,23					
0,78	315	Ba						

Нетрудно установить большое сходство приведенных в таблице анализов с результатами анализов нижнекривоуцких отложений, которые как и позднемангазеекие сформировались преимущественно за счет пе-

¹ Напомним, что пачку песчаников с фосфоритовым горизонтом в основании Е. П. Мягкова и др. отнесли условно к кудринскому горизонту кривоуцкого яруса. Мы же рассматриваем эти отложения как раннемангазеекие.

ремыва продуктов коры выветривания. Здесь осадки также обогащены хромом и марганцем. Несколько повышенные содержания стронция связаны с морскими осадками. Как показали отдельные анализы, стронций концентрируется в биоморфных известняках, но концентрация его здесь небольшая и не превышает 0,1%. Остальные элементы в раннемангазейских осадках накапливались в незначительных количествах. Титан корреляционно не связан ни с одним элементом группы железа и отрицательно значимо коррелируется со стронцием. Значимы положительные связи между никелем и ванадием, хромом и никелем, марганцем и стронцием. Отрицательная значимая связь между ванадием и стронцием. Сравнительно небольшие значения величин коэффициентов вариации титана, марганца, никеля, ванадия и стронция свидетельствуют об относительно равномерном их распределении в породах, что связано с бедностью фациальных типов осадков.

В позднемангазейское (баксанское) время (рис. 57) морская трансгрессия достигает своего кульминационного момента. Это одна из крупнейших трансгрессий в нижнем палеозое на территории Сибирской платформы. На огромных пространствах формировались довольно однообразные осадки — известняки, часто органогенные и меньше глины. Однообразие осадков, их преимущественно хемогенный и биогенный генезис свидетельствуют, что источники сноса обломочного материала в позднемангазейское время проявлялись слабо. Это обстоятельство подтверждается тем, что территория Енисейского кряжа, которая во все предыдущие эпохи в определенных границах была областью сноса, в позднемангазейское время была полностью залита морем.

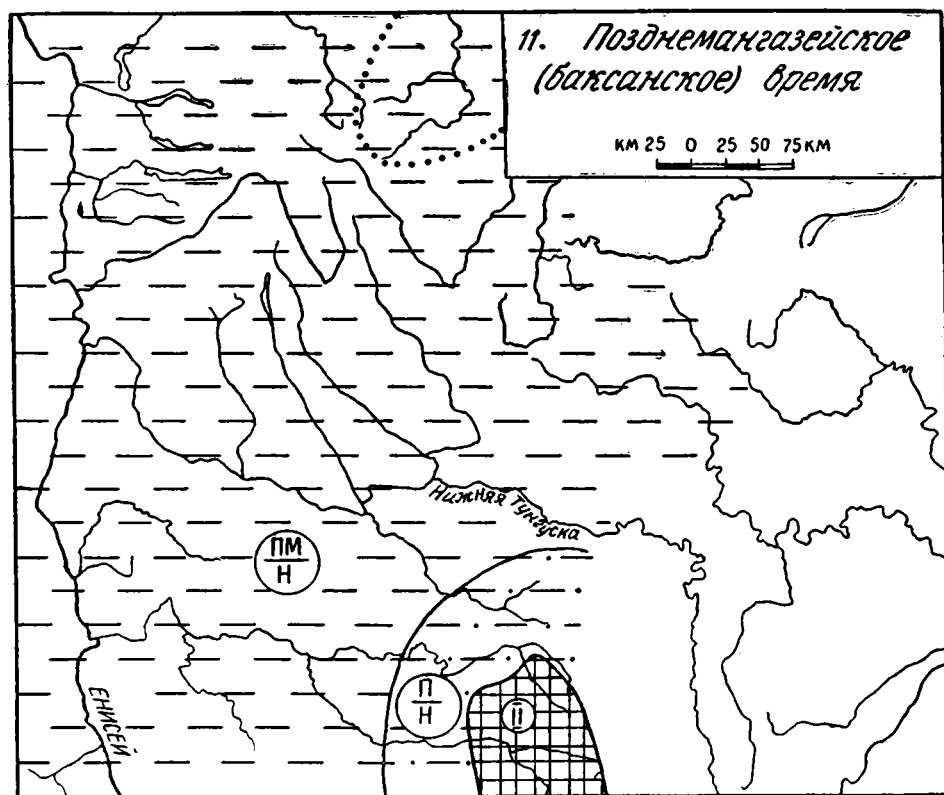


Рис. 57. Палеогеографическая схема. (Условные знаки см. рис. 47)

Известняки и аргиллиты баксанского горизонта встречены и на севере Енисейского края, и на р. Бахте. В среднем течении р. Чуни формировались в основном известняки и аргиллиты. Вместе с тем здесь отмечены и прослой алевролитов, которые указывают, что территория Катангской суши не вся была залита морем, а существовала как источник сноса обломочного материала, хотя и в резко суженных рамках. Преобладающим компонентом алевритового материала является терригенный кварц (80—90%), остальную часть составляют полевые шпаты. В тяжелой фракции преобладают устойчивые к химическому выветриванию компоненты — циркон, турмалин, рутил, лейкоксен, магнетит, ильменит, гранаты и некоторые другие.

Наличие в позднемангазеевских отложениях многочисленных остатков фауны и даже прослоев органогенных известняков, резкое преобладание кальцита в карбонатной составляющей пород отражают, несомненно, морские с нормальной соленостью вод условия осадконакопления. Доломитовые мергели лишь изредка отмечаются в составе позднемангазеевских образований на юго-востоке территории.

В табл. 51 показаны геохимические особенности позднемангазеевских осадков.

Таблица 51

Геохимическая характеристика позднемангазеевских образований северо-запада Сибирской платформы (n=34)

\bar{K}_k	V, %	Корреляция элементов (связь значима при $r > 0,35$)						
		Ba	Sr	V	Ni	Cr	Mn	
0,32	75	Ti	-0,27	-0,43	0,68	0,52	0,35	-0,21
4,47	170	Mn	-0,11	0,07	-0,21	-0,16	-0,12	
0,81	81	Cr	-0,20	-0,01	0,51	0,49		
0,29	137	Ni	-0,30	-0,42	0,82			
0,60	106	V	-0,37	-0,49				
1,65	73	Sr	0,27					
0,43	138	Ba						

Результаты анализов показывают повышенные содержания в позднемангазеевских осадках марганца и стронция. По-видимому, марганец входит в состав кальцита как изоморфная примесь. Повышенные значения (до 0,1%) стронция были отмечены в биоморфных известняках, что дает основание полагать возможность его освоения некоторыми организмами. Сравнительно небольшие показатели коэффициентов вариации всех элементов указывают на их относительно равномерное распределение в породах. Исключение составляет марганец, у которого $V=170\%$.

В позднемангазеевских осадках значительно увеличились корреляционные связи между элементами. Титан положительно значимо коррелируется с ванадием, никелем, хромом и отрицательно со стронцием. Значимы положительные связи также между хромом и ванадием, хромом и никелем, никелем и ванадием. Отрицательные значимые связи наблюдаются между ванадием и барием, ванадием и стронцием, никелем и стронцием.

В целом мангазеевский век на территории Сибирской платформы является веком развития трансгрессии, что отразилось не только в соответствующем изменении осадков, но определило и развитие фаунистических комплексов. Начало мангазеевской трансгрессии, как отмечает А. Г. Ядренкина, ознаменовалось резким изменением новых родов и видов брахиопод. Утраченные в позднекривошукское время связи сибирского бассейна с другими морями вновь восстанавливаются. Появляются тожде-

ственные и близкие северо-американские виды брахиопод. Но наиболее широкого своего расцвета различные группы фаун, в том числе и брахиопод, достигли в позднеангазейское время в связи с обширнейшей морской трансгрессией. Брахиоподы, по А. Г. Ядренкиной, в позднеангазейских образованиях представлены 28 видами. По морфологическим особенностям они относятся к двум экологическим типам — якорному и свободнoleжащему, что отражает мелководные условия соответствующего бассейна. В баксанское время установившаяся связь бассейна с американскими морями продолжает расширяться. Расширяется связь сибирского моря и с алтайским, о чем говорят тождественные виды.

Заключительные этапы среднеордовикской истории связаны с сокращением на территории Сибирской платформы акватории моря и расширением континента. Условия осадконакопления, сложившиеся на переходном рубеже средней — поздней ордовики, показаны на рис. 58. Наиболее достоверный материал, положенный в основу этой литолого-палеогеографической схемы, собран Е. П. Марковым по бассейну р. Подкаменной Тунгуски. В разрезах бассейна нижнего течения р. Подкаменной Тунгуски, согласно материалам этого исследователя, к границе отложений среднего и верхнего ордовика приурочены гравелитистые песчаники с глинистыми катывами или аргиллиты и алевролиты. Количество кластического материала в породах увеличивается по направлению к Сымско-Енисейской суше. Помимо местных глинистых галек, наблюдаются также и гальки кварцевого состава, т. е. принесенные с раз-

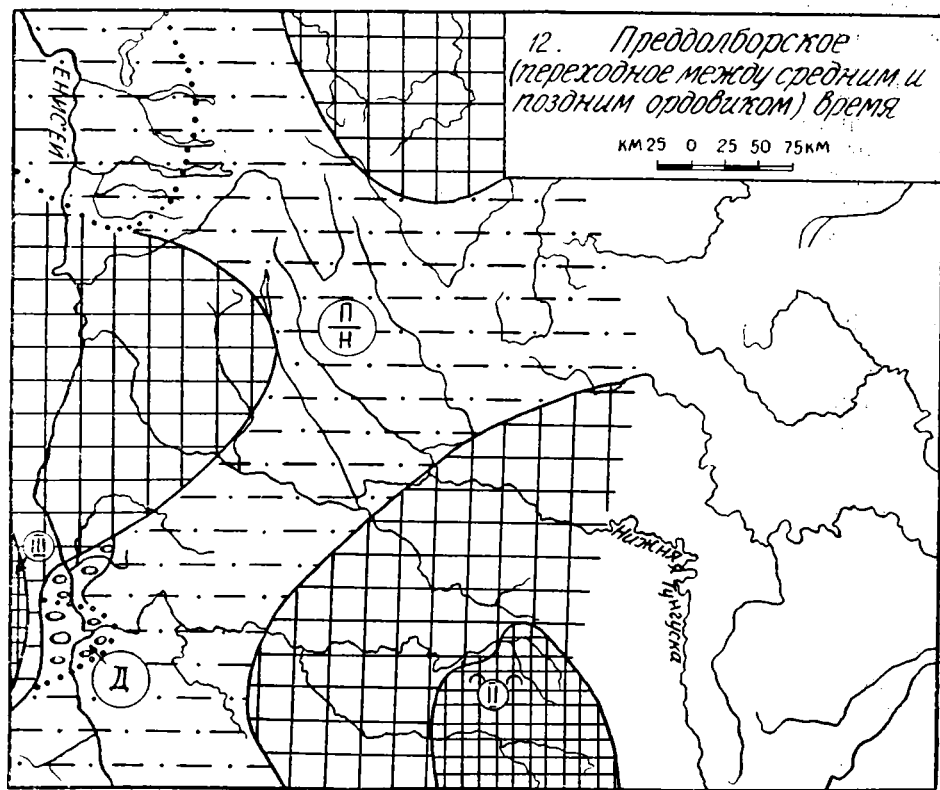


Рис. 58. Палеогеографическая схема. (Условные знаки см. рис. 47)

мывающейся суши. Среди обломков песчано-алевритовой размерности в осадках резко преобладает кварц, в количестве до 10% присутствуют полевые шпаты. Из аутигенных минералов нередко наблюдается глауконит. В разрезах среднего течения бассейна р. Подкаменной Тунгуски верхние горизонты мангазейских (баксанских) отложений размыты и к западинам древнего рельефа приурочены остроугольные обломки подстилающих пород. Глубина карманов до 0,4 м. Здесь помимо обломков карбонатных баксанских пород присутствуют глинистые сильно железистые катыши с содержанием в них окислов железа около 60%, что, несомненно, указывает не только на перерыв в осадконакоплении на границе среднего и верхнего ордовика, но и на существование преддолборской коры выветривания. Преддолборские осадки прослежены Е. П. Марковым от р. Б. Нирунды на западе до р. Б. Чунку на востоке. В бассейне верхнего течения р. Подкаменной Тунгуски долборские отложения в самых нижних горизонтах несколько обогащены терригенным, главным образом тонкозернистым материалом, что может также свидетельствовать о существовании в прикатангской полосе перерыва в осадконакоплении. По приведенным материалам восстанавливается, что в районе бассейна нижнего и среднего течения р. Подкаменной Тунгуски на рубеже смены среднеордовикской и верхнеордовикской эпох существовала область осадконакопления, где осадки временами выходили на дневную поверхность и подвергались выветриванию и перемыву. Остальная часть бассейна р. Подкаменной Тунгуски представляла собой сушу, где обнажившиеся баксанские породы подвергались выветриванию, перемыву и переносу их в область аккумуляции. Собственно Катангская суша представляла собой слабо расчлененную выветривающуюся равнину, поставившую незначительное количество тонкого, преимущественно глинистого материала. Более энергично размывалась Сымско-Енисейская суша.

На восточной окраине Тунгусской синеклизы, в пределах бассейна р. Мойеро, переходные между средним и верхним ордовиком отложения сложены пелитоморфными и обломочными доломитистыми известняками и аргиллитами, что свидетельствует о более спокойных условиях осадконакопления, чем в районах р. Подкаменной Тунгуски. Постепенный переход также отмечается и в более восточных районах — в бассейне верхнего течения р. Моркоки. Вместе с тем, в разрезе по р. Мойеро-кану долборские отложения залегают на подстилающих их мангазейских породах с небольшим размывом. В. Г. Матухиной (СНИИГГИМС) здесь были описаны фосфатизированные органогенно-обломочные известняки с зёрнами глауконита, залегающие в кровле мангазейских образований. Таким образом, можно сделать вывод, что в самом конце позднемангазейского времени море значительно обмелело, в результате чего здесь создались прибрежные условия осадконакопления и накопленные ранее осадки подверглись частичному перемыву.

По-видимому, осадконакопление происходило и на северо-западной окраине Тунгуской синеклизы, поскольку все морские трансгрессии развивались со стороны северо-запада, но к настоящему времени они не сохранены в результате предсилурийского размыва. Нельзя также считать окончательно доказанным мангазейский возраст самых верхних горизонтов ордовикских отложений, вскрывающихся в долине р. Кулюмбе. Многие исследователи самую верхнюю пачку (13 м) аргиллитов с прослоями глинистых известняков относят к образованиям долборского века. Мы приняли точку зрения А. Г. Ядренкиной, утверждающую мангазейский возраст этих образований. Однако, возможно, что эти отложения являются переходными между средним и верхним ордовиком.

Позднеордовикская эпоха

Для восстановления условий осадконакопления позднеордовикская эпоха является наиболее сложной, поскольку верхнеордовикские отложения на большей части территории Сибирской платформы уничтожены предсилурийской эрозией. Они сохранились лишь в южных и частично в восточных районах территории. Состояние изученности верхнеордовикских отложений не позволяет построить палеогеографические схемы детальнее, чем для века.

Долборский век

Кратковременная морская регрессия на рубеже среднего и позднего ордовика в долборский век (рис. 59) сменилась энергичной трансгрессией типа ингрессии. Базальные слои долборского яруса как в бассейне р. Мойеро, так и на большей части территории бассейна р. Подкаменной Тунгуски изобилуют колониями кораллов, мшанками, брахиоподами, криноидеями. Колонии кораллов мелкие (0,2—0,3 м), но отстоят друг от друга на расстоянии, не превышающем одного метра. Огромное количество других органических остатков, помимо кораллов, свидетельствует, что условия для фауны в долборский век были самые оптимальные, а это значит, что соленость, температурный и газовый режим были весьма благоприятными для быстрого (с точки зрения геологических масштабов, мгновенного) расцвета жизни. Эти данные, а также общегеологические соображения (морские трансгрессии в ордовикский и силурийский периоды всегда осуществлялись со стороны современного арктического бассейна) позволяют предполагать, что морской режим в

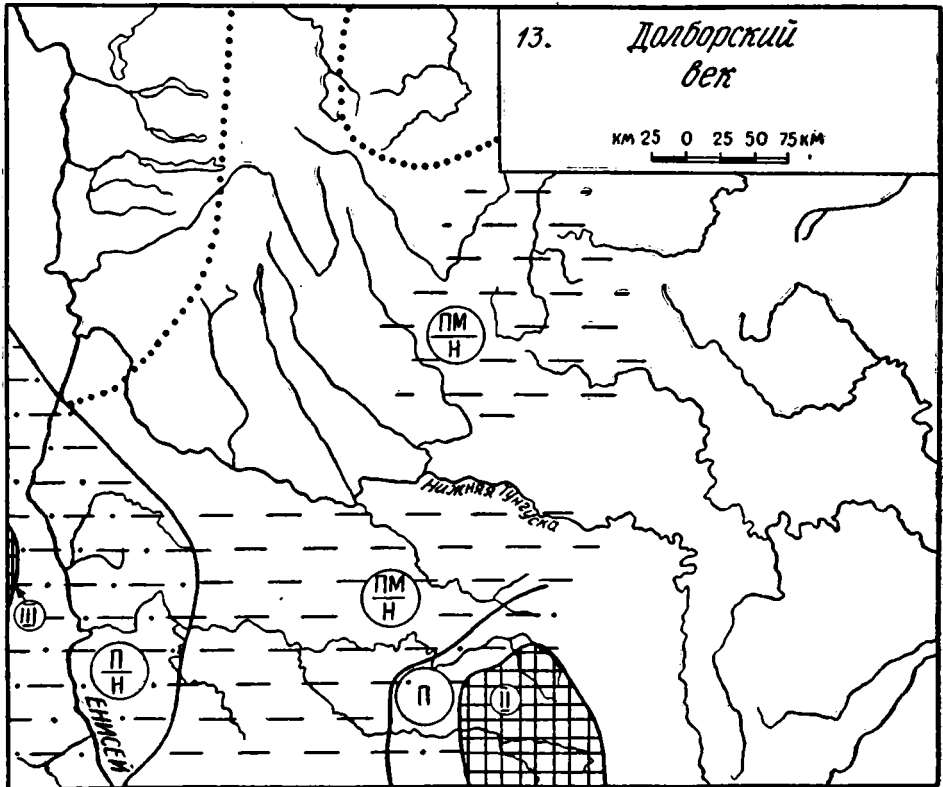


Рис. 59. Палеогеографическая схема. (Условные знаки см. рис. 47)

долборский век установился практически на всей территории северо-запада Сибирской платформы.

Прибрежные условия осадконакопления сложились на юго-восточной окраине Сымско-Енисейской суши. Здесь формировались аргиллиты, мергели, известняки, алевролиты и песчаники. Как отмечает Е. П. Марков, подробно изучавший соответствующие разрезы, мощность слоев пород обычно 10—12 см, редко 20—25 см. Какой-либо закономерности в смене одного типа пород другим не наблюдается. Можно встретить резкие переходы от алевролитов и песчаников к известнякам и постепенные: алевролиты — аргиллиты — глинистые известняки — известняки органогенные. Прослой известняков не выдержаны по простирацию, часто образуют линзовидные залежи. Встречаются в них остатки фауны хорошей сохранности и детрит. Кластический материал песчано-алевритовой размерности в породах состоит преимущественно из кварца (70—90%) и полевых шпатов (10—30%), главным образом ортоклаза и микроклина. По данным И. М. Табацкого (1962), в районе р. Бахты в песчаниках отмечаются обломки эффузивов. Тяжелая фракция песчаников и алевролитов состоит из циркона, ильменита, турмалина, рутила, лейкоксена, эпидота, магнетита, гранатов. Все эти данные говорят о том, что размывались в долборский век те же породы, что и в предыдущие эпохи. Встреченные остатки брахиопод, по заключению А. Г. Ядренкиной, жили в зоне прибрежного мелководья с неустойчивым гидродинамическим режимом.

Восточнее описанной зоны формировались осадки открытого мелкого моря. Как уже сказано, базальные известняки здесь переполнены остатками разнообразной фауны. В этих же базальных породах иногда встречаются катыши каолиновых глин. Но условия осадконакопления не были постоянными на протяжении всего долборского века. Незначительные тектонические движения в условиях обширного мелкого моря привели к существенной смене режима, что отразилось в осадочном процессе. Долборские биоморфные известняки вверх по разрезу быстро сменяются чередующимися прослоями аргиллитов, алевролитов, известняков. В более высоких горизонтах известняков колонии кораллов становятся более мелкими и редкими. Иногда отмечаются прослой с многочисленными остатками органогенного детрита. Некоторое увеличение песчано-алевритовой примеси в породах восточных разрезов свидетельствует о поступлении ее со стороны Катангской суши. Можно полагать распространение по окраинам суши прибрежных фаций, но, к сожалению, соответствующие осадки в настоящее время перекрыты более молодыми отложениями. Вместе с мелким терригенным материалом в бассейнах, видимо, поступали и коллоиды кремнезема, о чем свидетельствуют небольшие жеоды и линзочки халцедона в долборских известняках.

Так же как и на юге территории, в восточных районах базальные органогенные известняки долборского яруса сменяются вверх по разрезу чередующимися прослоями аргиллитов, мергелей и органогенных известняков, что свидетельствует о неустойчивом режиме осадконакопления на протяжении долборского века. В составе карбонатной части пород помимо кальцита появляется и доломит.

Геохимические особенности долборских осадков демонстрирует табл. 52.

Из таблицы можно видеть, что каких-либо существенных накоплений малых элементов в долборских отложениях не происходило. Отмечаются лишь повышенные содержания марганца, который, видимо, находится в изоморфной примеси в известняках, почти во всех анализах, давших повышенные содержания этого элемента. Стронций находится в кларковых количествах. Правда, здесь не учтен анализ одного образца, содержащего стронция 5,85% из слоя известняков основания долборско-

**Геохимическая характеристика долборских отложений
северо-запада Сибирской платформы (n=44)**

K _к	V, %	Корреляция элементов (связь значима при $r > 0,31$)						
		Ba	Sr	V	Ni	Cr	Mn	
0,25	72	Ti	0,22	-0,18	0,35	0,27	-0,05	0,23
1,96	65	Mn	0,28	0,005	-0,14	-0,26	-0,07	
0,56	117	Cr	0,07	0,25	0,04	0,07		
0,08	271	Ni	-0,05	-0,06	0,69			
0,35	148	V	-0,10	-0,11				
1,08	98	Sr	0,64					
0,25	192	Ba						

го яруса, прослеженного на правом берегу р. Большой Нирунды на контакте с верхнемангазейскими повышеннотронциеносными образованиями. Есть основание полагать, что стронций в долборских известняках здесь находится во вторичном залегании.

Отмечается незначительное количество парных корреляционных связей между малыми элементами. Титан положительно значимо коррелируется с ванадием, стронций с барием и никель с ванадием.

На основании анализа фаунистических остатков палеонтолог (Никифорова, 1955; Ядренкина, 1968 и др.) приходят к выводу, что в долборский век сибирское море свободно сообщалось с Прибалтикой, Уралом, Северной Америкой, Южной Кореей, Манчжурией, т. е. с северо-европейской и северо-тихоокеанской зоогеографическими провинциями.

Таким образом, несмотря на отрывочные сведения, которыми мы располагаем из-за плохой сохранности долборских осадков, можно с уверенностью говорить, что в долборский век существовала одна из крупнейших морских трансгрессий.

Кетский век

Остатки отложений кетского века сохранены буквально в единичных пунктах Сибирской платформы, а поэтому реставрировать условия осадконакопления этого времени представляется достаточно трудной задачей. Судя по тем единичным обнажениям пород кетского яруса, которые вскрываются в бассейне р. Подкаменной Тунгуски (Большая Нирунда и Ниж. Чунку), по взаимоотношению их с долборскими образованиями можно заключить, что палеогеографическая обстановка кетского века (рис. 60) во многом была унаследованной. Очевидно, контуры бассейна осадконакопления в кетском веке были примерно те же, что и в долборском. Нирундинское время (раннекетское) ознаменовалось некоторым сокращением морского бассейна, но бурское (позднекетское) море снова вошло в рамки раннедолборского. Об этом свидетельствуют следующие данные. Нирундинские слои сложены в основном аргиллитами, а в районе Ниж. Чунку отмечен размыв, где формировались конгломераты. В карбонатной части пород совместно с кальцитом присутствует и доломит. Это обстоятельство обусловило и обновление фауны, на что обратил внимание Е. П. Марков (1967), впервые выделивший нирундинские слои. В бурское же время преобладающим типом пород являются известняки с многочисленными колониальными кораллами, мшанками, трилобитами. В известняках отмечаются также линзы кремней. Эта трансгрессия вскоре вновь сменилась регрессией, поскольку бурские маломощные известняки вверх

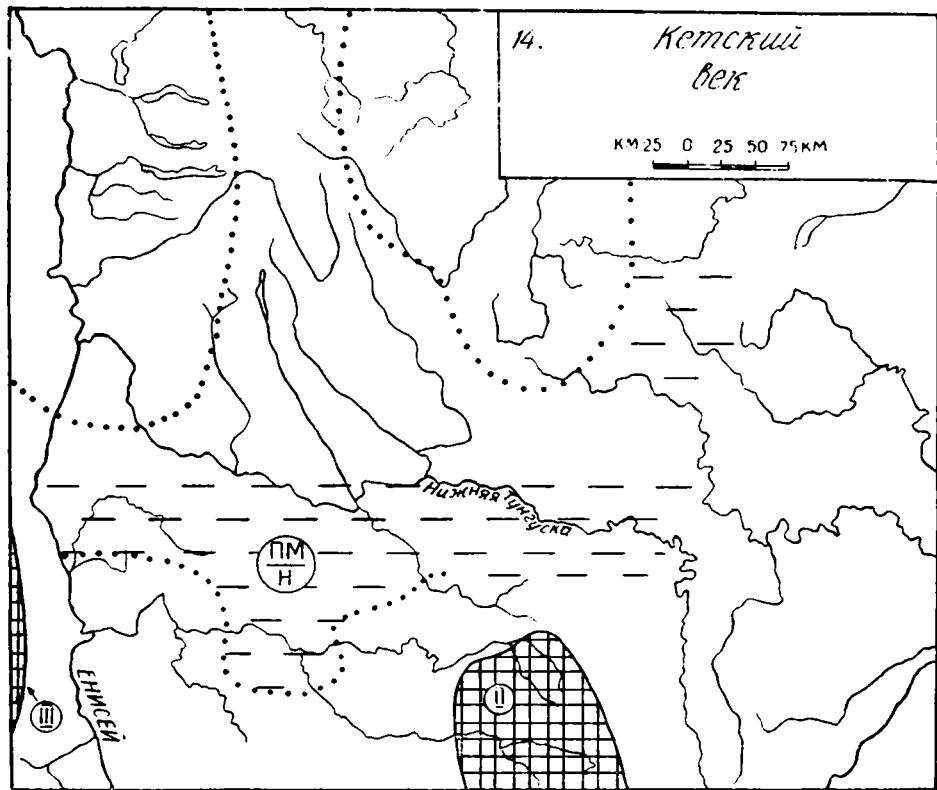


Рис. 60. Палеогеографическая схема. (Условные знаки см. рис. 47)

по разрезу сменяются мергелями и аргиллитами с примесью песчано-алевритового материала. Примерно такое же строение кетские отложения имеют и на севере Енисейского кряжа. Следовательно, на всей территории бассейна р. Подкаменной Тунгуски в кетском веке были сходные условия образования, если исходить из имеющегося небольшого фактического материала. Можно полагать, что основными источниками терригенного материала, как и во все предыдущие эпохи, являлись Сымско-Енисейская и Катангская суши. Это заключение вытекает из того, что состав терригенной фракции в породах не изменился, а с приближением к источникам сноса, в частности к Катангской суше, породы становятся более обогащенными терригенным материалом. Так, в бассейне среднего течения р. Подкаменной Тунгуски породы кетского яруса по усредненным данным содержат 20% песчано-алевритовой примеси, а в бассейне верхнего течения 25%.

Ю. И Тесаковым (1967) остатки кетских отложений установлены в ряде пунктов в бассейне верхнего течения р. Моркоки. Так же как и в районе р. Подкаменной Тунгуски они сложены в нижней части аргиллитами с прослоями известняков с фауной кетского века, в средней — коралловыми известняками. Самые же верхние горизонты размыты. Этот факт дает основание полагать, что условия осадконакопления в кетское время были сходными на огромной территории. По-видимому, вся рассматриваемая нами часть Сибирской платформы за исключением площадей Катангской и Сымско-Енисейской суши была занята мелким морем, поскольку морские трансгрессии развивались с северо-запада.

Как отмечает А. Г. Ядренкина, в нирундинское время среднесибирский бассейн имел сообщение с морями Северной Америки, о чем свидетельствуют тождественные виды брахиопод. Но еще более обширные связи установились в бурское время. Среди брахиопод бурского горизонта выделяются три географические группы: эндемичные, тождественные американским и саяно-алтайские. Это позволяет сделать вывод о дальнейшем расширении связей среднесибирского моря с другими зоогеографическими провинциями мира.

Как и две предыдущие эпохи, позднеордовикская ознаменовалась поднятиями территории Сибирской платформы. Море полностью мигрировало за ее пределы. Выведенные на дневную поверхность накопленные ранее осадки подверглись размыву. В силу того, что поднятия на отдельных участках были неодинаковыми, глубина размыва оказалась для разных участков различной, что можно проследить по возрасту пород, подстилающих силурийские отложения. Наиболее энергичному размыву подверглись отложения на северо-востоке, где ландоверийские отложения перекрывают нижнеордовикские. На северо-западной окраине Тунгусской синеклизы в большинстве разрезов наблюдается контакт мангазейских и силурийских образований, на востоке размывами оказались кетские, а в ряде случаев и долборские отложения. Сложный предсилурийский эрозионный срез отмечается на юге территории. Здесь силурийские отложения в одних случаях контактируют с кетскими, в других — с долборскими, а в третьих — с мангазейскими породами. Сказанное свидетельствует о том, что предсилурийский рельеф был достаточно расчлененным. В настоящее время имеются указания о существовании в некоторых пунктах платформы и коры выветривания предсилурийского времени (рис. 61).

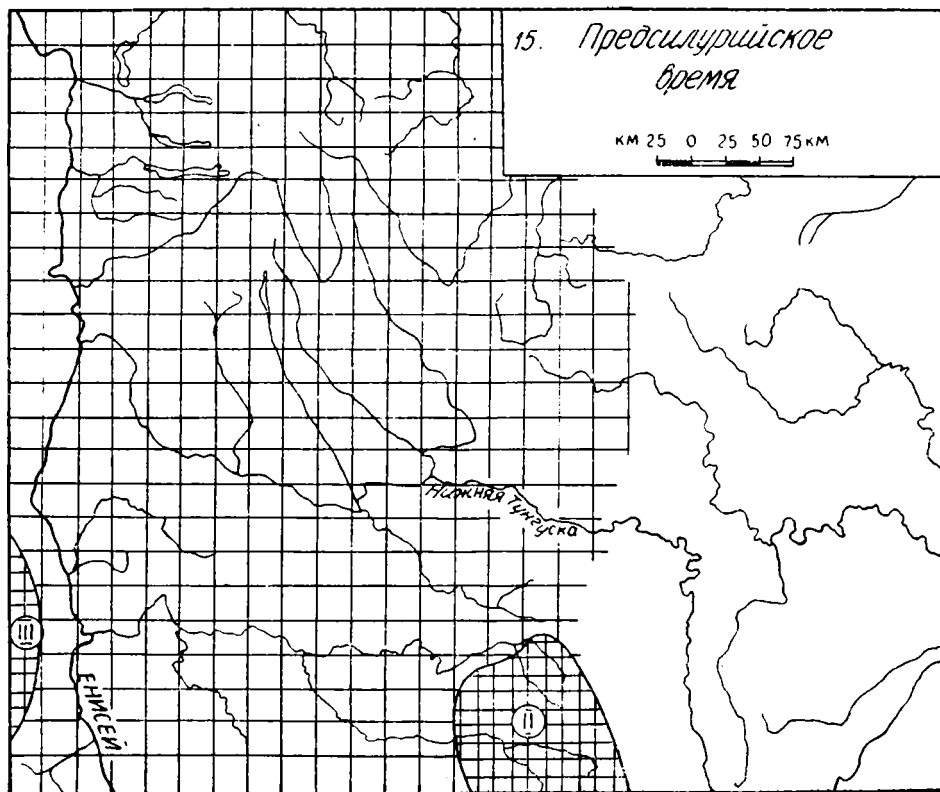


Рис. 61. Палеогеографическая схема. (Условные знаки см. рис. 47)

Мы уже отмечали, что И. С. Гольбергом (1960) в бассейне р. Мойеро впервые описаны остатки предсилурийской коры выветривания. Здесь в кровле пород долборского яруса наблюдается прослой (4 см) конгломератов, состоящих из неокатанных галек известняка с верхнеордовикскими кораллами. Выше наблюдаются мелкокомковатые рыхлые каолинизированные глины.

Геологами НИИГА М. Л. Верба (устное сообщение) остатки коры выветривания описаны в районе р. Турумакит (бассейн р. Хантайки). Здесь на контакте с силурийскими граптолитовыми сланцами отмечается зона обохренных и дезинтегрированных пород среднего ордовика. Мощность такой зоны составляет всего лишь 0,5 м. Косвенным указанием о существовании предсилурийской коры выветривания в бассейне нижнего течения р. Подкаменной Тунгуски служит наличие в базальных отложениях силура глауконита и некоторое обогащение пород такими элементами, как титан, никель.

СИЛУРИЙСКИЙ ПЕРИОД

Континентальный перерыв, установившийся в конце позднеордовикской эпохи, просуществовал на разных участках платформы неодинаковое время. Большая ее часть начала погружаться в среднеландоверийское время, но отдельные блоки опустились уже в раннем ландовери.

Раннесилурийская эпоха

Ландоверийский век

В раннеландоверийское время (рис. 62) отмечены первые признаки опускания отдельных участков платформы, в связи с чем континентальный перерыв, сопровождавший некоторым выветриванием пород, начинает сменяться морским режимом. По всей вероятности, трансгрессия в раннем ландовери начала развиваться с северо-востока.

Наиболее нижние горизонты раннеландоверийских отложений наблюдаются в бассейне верхнего течения р. Моркоки. Здесь в основании силурийских отложений прослеживается горизонт конгломератов мощностью около 2 м, состоящий из хорошо окатанных крупных галек и мелких валунов известняков, переполненных остатками фауны, по заключению Ю. И. Тесакова (1967), кетского века. Каких-либо признаков выветривания обломочного материала не наблюдается. Стратиграфически выше залегает пачка сильно глинистых известняков мощностью от 3 до 15 м с остатками фауны, в том числе коралловой нижнеландоверийского возраста. Западнее, в бассейне р. Мойеро, как уже говорилось, силурийские отложения начинаются маломощным (0,2 м) горизонтом переотложенных продуктов коры выветривания, выше которых следуют аргиллиты и известняки (5 м) с нижнеландоверийской фауной (Тесаков, 1967). Таким образом, на восточной окраине Тунгусской синеклизы в раннеландоверийское время установился морской режим осадконакопления. Предшествующий ему континентальный перерыв был сравнительно небольшим по времени, поскольку в основании ландоверийских отложений в бассейне р. Моркоки наблюдаются конгломераты, состоящие из пород кетского яруса и не затронутые процессами выветривания. Небольшим по времени перерыв был и западнее, в бассейне р. Мойеро, где наблюдаются признаки неглубокого выветривания верхнеордовикских пород. Наличие в прослоях раннеландоверийских известняков остатков кораллов (*Paleofavosites alveolaris* Goldf.) показывает, что временами в раннеландоверийском бассейне воды были чистыми с

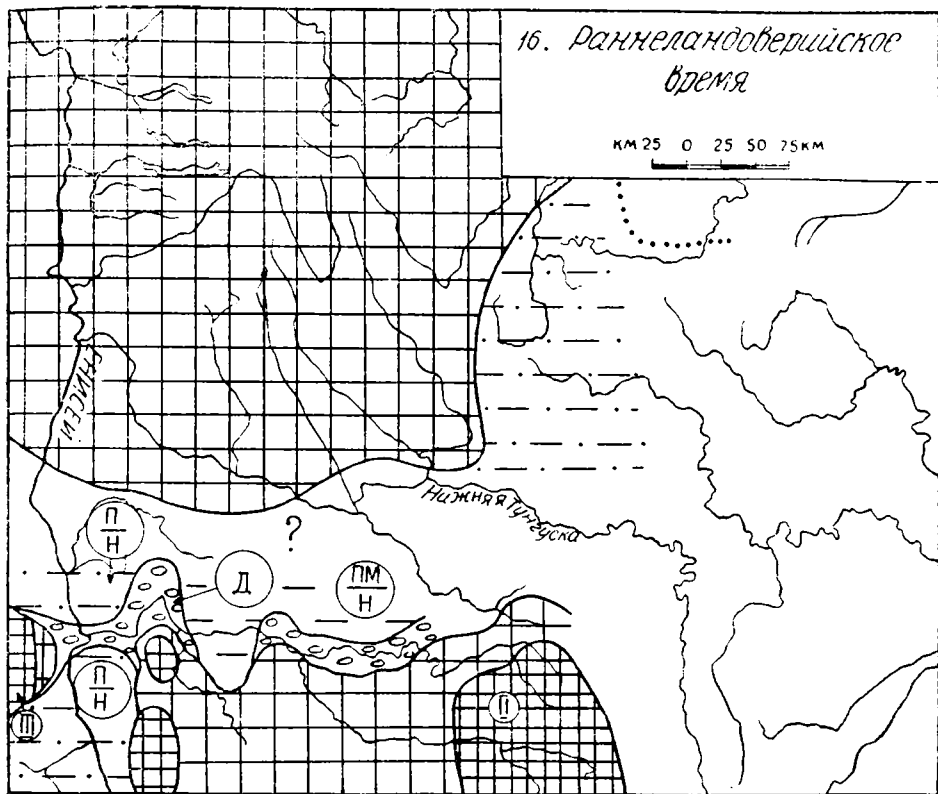


Рис. 62. Палеогеографическая схема. (Условные знаки см. рис. 47)

нормальной соленостью. Трансгрессия распространилась на юго-запад, достигнув районов Сымско-Енисейской и Катангской суши. Исключительно пестрый состав раннеландоверийских осадков и их контуры распространения показывают, что береговая линия была сильно изрезанной. Отдельные заливы вдавались глубоко в континент, и в каждом таком заливе осадконакопление происходило под контролем местных условий. Так, в районе р. Столбовой разрез начинается кварцевыми гравелитами и песчаниками с гальками кремня (1,2—2 м), выше которых следуют аргиллиты (3,5 м), а затем известняки. Гравелиты и песчаники обладают кривой слоистостью, характерной временным потокам. Южнее, в приустьевой части р. Столбовой, раннесилурийские отложения сложены преимущественно кварцевыми песчаниками (кварц, примесь микрокварцитов, кремней, обломков метаморфических сланцев), в которых до 14% составляют зерна аутигенного глауконита и до 2% фосфатизированные обломки раковин морских организмов. Из аксессуарных терригенных минералов встречаются в основном лейкоксен, турмалин, циркон, анатаз, рутил, в виде единичных зерен магнетит, ильменит, гематит, гранаты, роговая обманка, пироксены, сфен.

В районе р. Кулинны (правый приток р. Столбовой) по А. Ф. Абушику (1960) в основании силура прослеживаются линзы гравелитов мощностью всего лишь до 4 см, состоящие из кварца и кремней, выше которых следуют алевриты (5 м), затем серые комковатые известняки. Песчано-алевритовый материал повсеместно представлен почти нацело кварцем и только в количестве первых единиц процента наблюдаются полевые шпаты. Многие зерна кварца давленные, что свидетельствует о

поступлении их из области развития метаморфизованных пород. Полевые шпаты нередко разложены. Цемент пород глинисто-карбонатный, а участками фосфатный. По материалам Е. П. Маркова, содержание P_2O_5 в породах составляет 1,56%. Среди минералов тяжелой фракции отмечены только устойчивые к химическому выветриванию, главным образом циркон.

На территории Енисейского кряжа и в бассейне среднего течения р. Подкаменной Тунгуски формировались известняки в той или иной мере песчанистые. Их терригенная легкая фракция состоит почти целиком из кварцевых обломков, а в тяжелой резко преобладают устойчивые к химическому выветриванию минералы и их обломки. Не исключено, что эти известняки являются образованиями более поздними по отношению к гравелитам и песчаникам, поскольку они в одних пунктах залегают непосредственно на размытой поверхности верхнего ордовика, а в других — на описанных выше грубозернистых отложениях. Отсутствие в известняках доломитовой примеси и обилие фаунистических остатков позволяют полагать, что формирование их происходило в морских фациях с нормальным солевым режимом вод.

Таким образом, в раннем ландоверии на юго-востоке рассматриваемой территории появилось море с мелководным и прибрежно-мелководным режимом осадконакопления и нормальной соленостью вод. Северо-западная часть территории продолжала пока оставаться сушей. Море трансгрессировало с северо-востока. Но несмотря на начало развивающейся трансгрессии, морской бассейн был связан и с другими морями мира. Исследованиями Т. В. Лопушинской биостратиграфических особенностей брахиопод выявлено, что наряду с высокой их эндемичностью отмечаются и формы европейские, казахстанские и космополитные. Водный бассейн, как пишет Т. В. Лопушинская, был, несомненно, связан с европейским через Западно-Арктический бассейн. (север Урала, Пай-Хой, Вайгач, Новая Земля).

О геохимических особенностях раннеландоверийских отложений можно судить по немногочисленным анализам, приведенным в табл. 53.

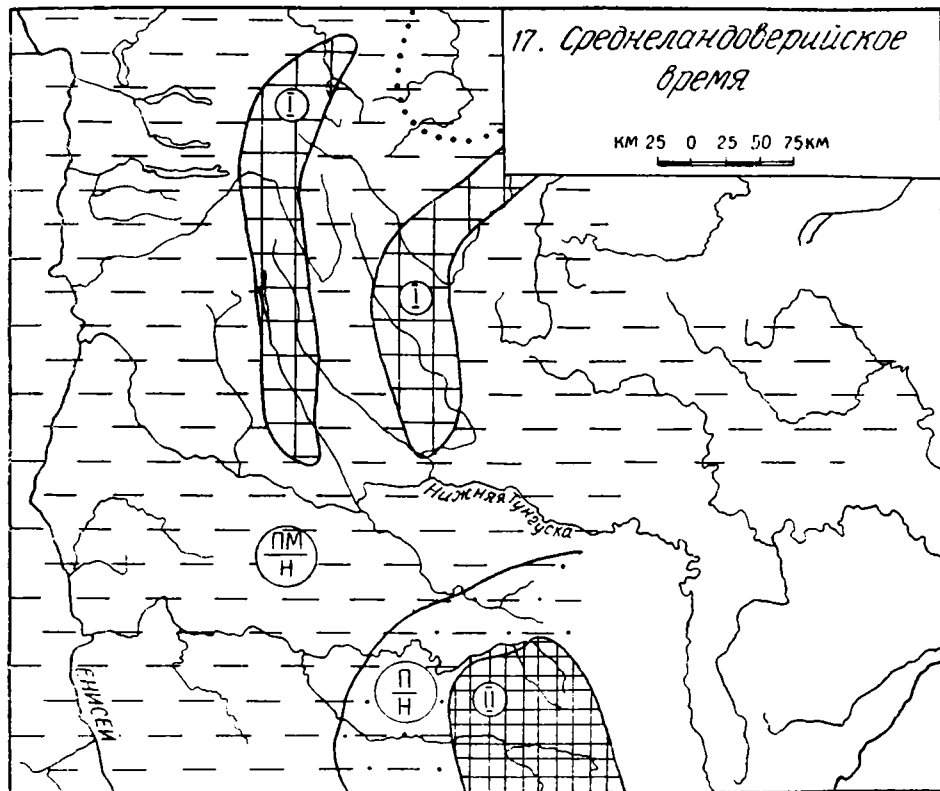
Т а б л и ц а 53

Геохимическая характеристика раннеландоверийских отложений северо-запада Сибирской платформы (n=12)

\bar{K}_k	V. %	Корреляция элементов (связь значима при $r > 0,65$)						
		Ba	Sr	V	Ni	Cr	Mn	
0,85	135	Ti	-0,05	-0,44	-0,02	0,67	-0,14	-0,12
1,36	134	Mn	0,89	-0,18	-0,06	-0,04	-0,12	
0,44	227	Cr	-0,11	-0,36	0,05	-0,16		
0,10	120	Ni	0,09	-0,50	-0,15			
3,82	280	V	-0,14	-0,18				
1,64	98	Sr	-0,25					
0,27	203	Ba						

Из таблицы видно, что в раннеландоверийское время породы обогащались ванадием (почти в 4 раза выше кларка), что связано, очевидно, с накоплением его в перемытых продуктах коры выветривания. Несколько выше кларковых отмечаются также содержания стронция и марганца. Остальные элементы содержатся в породах в докларковых количествах. Характерно малое количество парных корреляционных связей. Марганец положительно коррелируется с барием, титаном и никелем.

Дальнейшая морская трансгрессия в среднеландоверийское время привела к господству морского режима (рис. 63). Суша сохра-



Р и с. 63. Палеогеографическая схема. (Условные знаки см. рис. 47)

нилась, по-видимому, лишь на части территории Катангского поднятия и в центральной части Тунгусской синеклизы (Тембенчинский архипелаг). Существование суши на юго-востоке легко доказывается распространением прибрежных морских фаций в бассейне верхнего течения р. Подкаменной Тунгуски, где количество терригенного материала в породах среднего ландовери составляет 35% против 21 в аналогичных по возрасту отложениях, распространенных в бассейне среднего течения р. Подкаменной Тунгуски. Аналогичная картина наблюдается и при сопоставлении разрезов ландоверийских пород на северо-западной, восточной и северо-восточной окраинах Тунгусской синеклизы.

В среднеландоверийском бассейне формировались однообразные по характеристике осадки. Это известняки, мергели и аргиллиты с исключительно тонкой (доли миллиметра) слоистостью. Отдельные районы распространения среднеландоверийских осадков отличаются друг от друга лишь количественным соотношением указанных типов пород, мощностью и частотой чередования. Мергели и аргиллиты, содержащие остатки граптолитов, в литературе обычно называются граптолитовыми сланцами. Замечено, что чем больше в породах глинистого материала, тем больше в них остатков указанных животных.

Происхождение граптолитовых сланцев нами обсуждалось в специальном разделе, где отмечалось, что эти породы возникли преимущественно в прибрежных морских условиях в результате целлопадов. Где располагались центры извержения, сказать пока трудно, но не исключено, что таковыми были и местные районы, например, районы Тембенчинского архипелага. Увеличение в породах среднего ландовери коли-

чества глинистого материала с приближением к Тембенчинскому архипелагу связано, по-видимому, не только с поступлением его терригенным путем, но главным образом воздушным. Прослой известняков среди граптолитовых сланцев, где присутствуют многочисленные остатки фауны, в том числе и кораллов, позволяют говорить о том, что в моменты затишья поступления леплового материала в бассейне создавались оптимальные условия для пышного развития организмов. Можно полагать, что воды этих бассейнов обладали нормальной соленостью.

Геохимические особенности среднеландоверийских отложений показаны в табл. 54.

Таблица 54

Геохимическая характеристика среднеландоверийских отложений северо-запада Сибирской платформы (n=79)

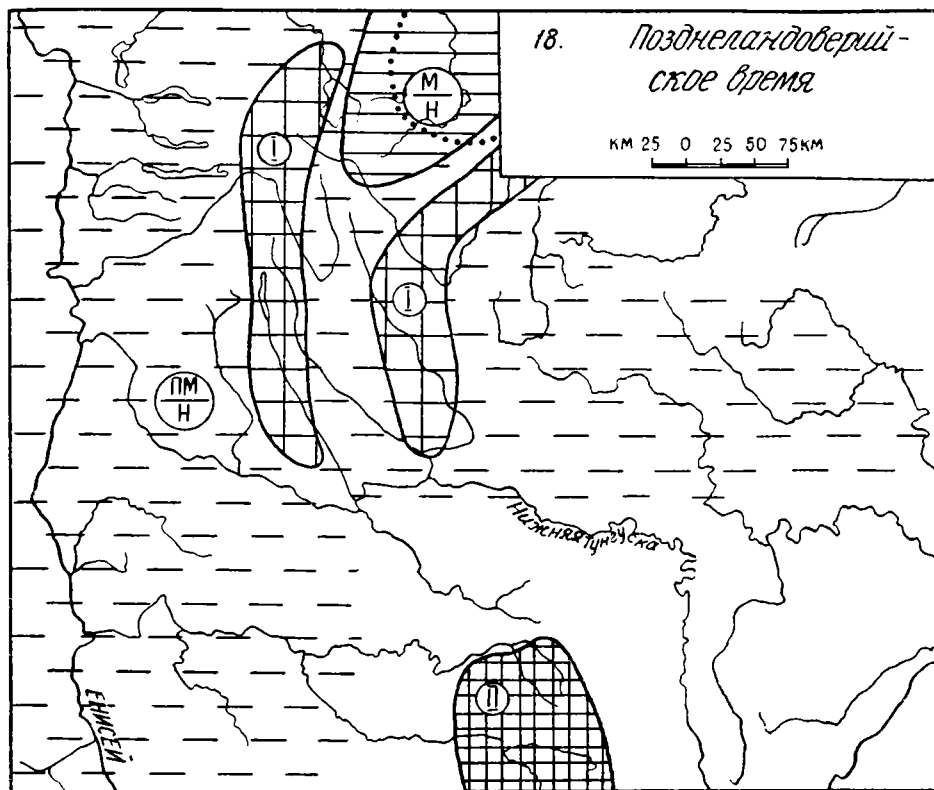
\bar{K}_k	V, %	Корреляция элементов (связь значима при $r > 0,20$)						
		Ba	Sr	V	Ni	Cr	Mn	
0,40	131	Ti	-0,001	-0,16	0,24	0,17	0,21	-0,05
1,38	94	Mn	0,30	0,23	-0,18	-0,11	0,13	
0,70	52	Cr	0,19	0,11	0,73	0,42		
0,38	144	Ni	0,12	-0,17	0,59			
0,60	73	V	0,01	-0,17				
2,82	70	Sr	0,09					
0,31	106	Ba						

По отношению к раннеландоверийским отложениям, в среднеландоверийских увеличивается значение коэффициента концентрации стронция, уменьшаются значения этого же показателя у ванадия и титана, что, несомненно, отражает нарастание «мористости» осадков и уменьшение влияния продуктов коры выветривания. Как и во всех морских осадках Сибирской платформы, коэффициент концентрации стронция относительно высок ($K_{Ksr} = 2,82$). Характерно также уменьшение величин коэффициентов вариации всех элементов в рассматриваемых осадках по сравнению с осадками предыдущего времени, что свидетельствует об относительно равномерном их распределении в породах и является отражением «выравнивания» условий осадконакопления.

Титан положительно коррелируется с ванадием и хромом, марганец с барием и стронцием. Очень сильные связи между хромом и ванадием, хромом и никелем, а также между никелем и ванадием.

Изучение среднеландоверийских брахиопод привело Т. В. Лопушинскую (СНИИГГИМС) к выводу, что в их составе помимо туземных форм существенную роль играют формы, тождественные североамериканским, европейским, казахстанским, что, несомненно, показывает на существование широких связей среднесибирского моря с другими морями мира.

В позднеландоверийское время (рис. 64) морская трансгрессия стабилизировалась. Море остается в максимальных границах, достигнутых в среднем ландовери. Главное отличие позднеландоверийского бассейна от среднеландоверийского заключается в прекращении формирования граптолитовых илов. Формируются преимущественно в той или иной мере глинистые известковые илы. Стабилизация условий привела к дальнейшему расцвету морских организмов — брахиопод, кораллов, мшанок, остракод, гастропод, наутилоидей и др. Вместе с тем на юго-западе территории наблюдаются первые признаки некоторого обмеления бассейна, о чем свидетельствует появление песчано-алевроитовой примеси в известняках, но зато на северо-востоке, в районе бассей-



Р и с. 64. Палеогеографическая схема. (Условные знаки см. рис. 47)

на р. Маймечи, исчезают признаки прибрежных условий осадконакопления, и здесь формируются преимущественно биоморфные известняки. Судя по материалам Тунгусской опорной скважины, в районе нижнего течения р. Нижней Тунгуски формировались органогенно-детритовые известняки. Нередки прослои и обломочных известняков, что свидетельствует о некотором обмелении моря. Надо отметить, что в самом конце позднеландоверийского времени вся территория начала испытывать небольшие поднятия, о чем свидетельствует появление обломочного (известнякового) материала. Это оживление проявляется и в некотором увеличении в составе пород глинистого материала. Но следует полагать, что источники сноса в позднеландоверийское время были приподняты над уровнем моря незначительно, поскольку терригенных обломков песчано-алевритовой размерности в породах почти нет.

Слабое поступление в бассейн осадконакопления материала с суши доказывается исключительно малыми содержаниями в породах кластофильных элементов группы железа. Как видно из табл. 55, коэффициент концентрации всех этих элементов существенно меньше единицы. Марганец имеет величину коэффициента концентрации 1,2 и только стронций находится в повышенных концентрациях ($\bar{K}_{\text{Sr}} = 2,69$).

За исключением марганца парные корреляции между всеми элементами группы железа значимы, положительные. Все они также отрицательно коррелируются со стронцием. Марганец положительно коррелируется со стронцием и хромом, а стронций, кроме того, с барием.

Наличие многочисленных тождественных видов фауны с североамериканскими, европейскими, казахстанскими свидетельствует о сохра-

**Геохимическая характеристика позднеландверийских отложений
северо-запада Сибирской платформы (n=63)**

\bar{K}_k	V, %	Корреляция элементов (связь значима при $r > 0,22$)						
		Ba	Sr	V	Ni	Cr	Mn	
0,32	84	Ti	-0,11	-0,45	0,54	0,51	0,49	-0,04
1,20	93	Mn	0,13	0,35	0,15	0,01	0,22	
0,40	95	Cr	-0,13	-0,42	0,82	0,67		
0,24	133	Ni	-0,13	-0,48	0,73			
0,34	126	V	-0,12	-0,51				
2,69	59	Sr	0,34					
0,33	184	Ba						

нении в позднеландверийское время широких связей моря с другими морями мира, установившихся в среднем ландверии.

Венлокский век

Три литолого-палеогеографические схемы демонстрируют условия осадконакопления венлокского века (рис. 65).

В ранневенлокское время происходит регрессия моря и на большей части территории северо-запада платформы устанавливаются прибрежные условия седиментации. На северо-востоке и юге сохраняет-

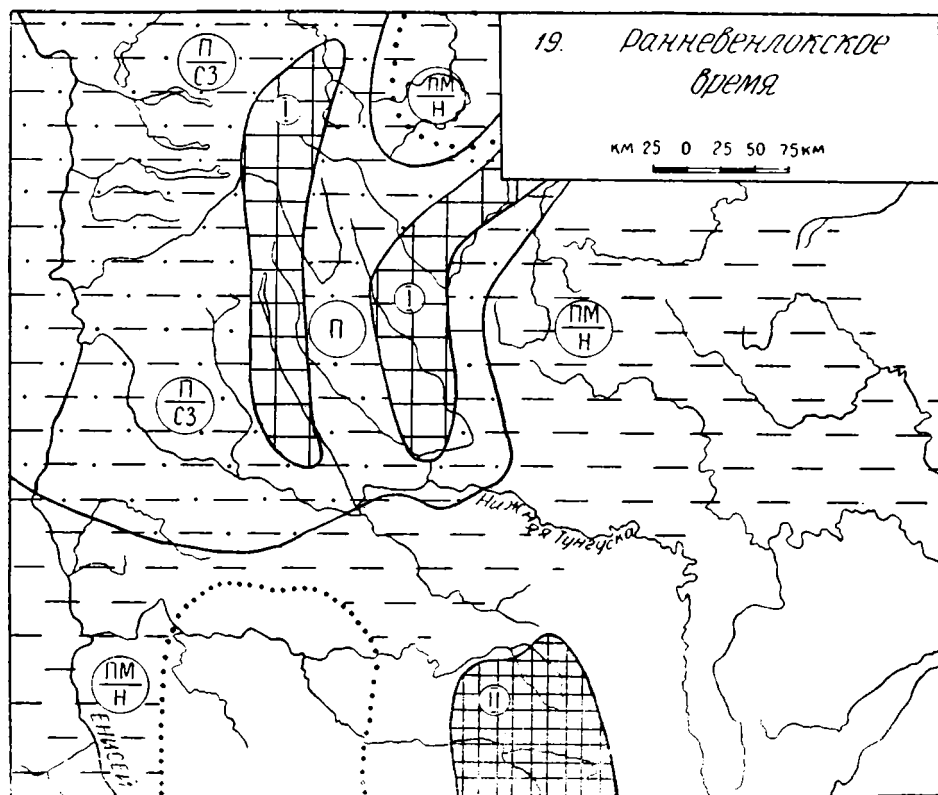


Рис. 65. Палеогеографическая схема. (Условные знаки см. рис. 47)

ся мелководный режим, унаследованный от предыдущего этапа. Здесь продолжают формироваться, в основном, глинистые и карбонатно-глинистые осадки. В прибрежных фациях идет образование известняковых осадков хемогенным и органогенным путем. Широко развитые в ранневенлокских отложениях известняковые гравелиты и конгломераты свидетельствуют, что регрессия привела к образованию целой серии известняковых островов, отмелей, где перемывался накопленный ранее материал. Выводившиеся временами в результате регрессии на дневную поверхность участки морского дна были дополнительным, а может быть (временами) и основным источником обломочного известнякового материала. Наиболее часто, по-видимому, временные острова образовывались на территории бассейна нижнего течения р. Нижней Тунгуски и на территории крайнего северо-запада. Здесь наряду с обломочными известняками формировались брекчии растрескивания. Для этих же районов наиболее (особенно для района Южно-Пясинской площади) характерны на плоскостях наложения пород трещины усыхания, следы волновой ряби. Многочисленные и часто возникающие острова временами затрудняли водообмен, в результате чего садка кальцита на отдельных участках сменялась садкой доломита, доломитистого известняка и даже начальной стадией сульфатного осадконакопления.

Таким образом в районе бассейна р. Кулюмбе и на территории Южно-Пясинской площади сформировались известковистые доломиты и доломиты с целестином. Но на большей части бассейна существовали воды повышено засоленные, поскольку то или иное количество доломита в раннеландоверийских породах отмечается всегда.

На северо-востоке и востоке территории, как уже отмечалось, сохранились морские мелководные условия осадконакопления, временами сменявшиеся прибрежными. Здесь формировались кремнистые хемогенные известняки и известняки органогенные, часто рифогенные. Переслаивание этих пород с мергелями, доломитистыми известняками и аргиллитами свидетельствует о неустойчивом режиме осадконакопления. Временами в результате появления многочисленных мелей водообмен на отдельных участках был затруднен и создавались благоприятные условия для садки доломитистых известняков, доломитов, флюорита и целестины. Ранневенлокские отложения в ряде случаев флюоритоносны и целестиноносны, на что было обращено внимание при характеристике полезных ископаемых.

Фаши мелкого моря, по-видимому, распространялись на юг, где, по наблюдениям Е. П. Маркова, формировались глинистые известняки, а на территории Енисейского кряжа органогенные известняки с редкими прослоями песчаников и алевролитов, что может свидетельствовать о некотором оживлении источников сноса — Катангской и Сымско-Енисейской суши.

Существование Тембенчинского архипелга как источника сноса подтверждается тем, что в ранневенлокских отложениях, приближенных к центральному району Тунгусской синеклизы всегда больше терригенной примеси и чаще появляются прослой известняковых конгломератов. Так, например, в самом восточном разрезе на северо-западной окраине Тунгусской синеклизы — Имангдинском, ранневенлокские отложения всегда содержат около 1% алевроитовых (кварц, меньше полевые шпаты) частиц, в то время как в западных разрезах (Южно-Пясинская площадь, Левый Омнутах) алевроитовая терригенная фракция практически отсутствует. Та же закономерность прослеживается и при анализе разрезов на восточной окраине Тунгусской синеклизы. Если в разрезе по р. Мойеро количество алевроитовой терригенной примеси полевошпатово-кварцевого состава в породах составляет в среднем 4%, то в разрезе по р. Моркоке — менее 1%.

Геохимическая характеристика ранневенлокских отложений северо-запада Сибирской платформы (n=83)

\bar{K}_k	V, %	Корреляция элементов (связь значима при $r > 0,20$)						
		Ba	Sr	V	Ni	Cr	Mn	
0,28	67	Ti	0,12	-0,06	0,67	0,66	0,42	-0,15
1,44	94	Mn	0,16	-0,08	-0,09	-0,14	0,06	
0,46	76	Cr	0,013	-0,15	0,66	0,53		
0,18	152	Ni	-0,02	-0,08	0,76			
0,27	130	V	-0,11	-0,09				
10,62	680	Sr	-0,09					
0,28	71	Ba						

Данные таблицы отчетливо показывают, что ранневенлокские отложения резко отличаются от всех нижележащих. Это отличие заключается в резком увеличении коэффициента концентрации стронция в осадках ($K_{Ksr} = 10,6$). В то же время необычно высокий показатель коэффициента вариации стронция ($V_{Sr} = 680\%$) свидетельствует о крайне неравномерном распределении его в породах, что связано, как уже подчеркивалось, с созданием только на отдельных участках бассейна благоприятных условий садки сульфата этого элемента. Остальные элементы характеризуются низкими значениями коэффициентов концентрации, и только марганец имеет \bar{K}_k равный 1,44. Значимые парные связи отмечены между титаном и ванадием, титаном и никелем, титаном и хромом, хромом и ванадием, хромом и никелем, никелем и ванадием.

Венлокская регрессия, несомненно, повлияла и на изменение морских организмов. Согласно данным Т. В. Лопушинской, в ранневенлокском бассейне количество форм брахиопод европейского и американского типов существенно сокращается, но море продолжает иметь связи с другими зоогеографическими провинциями.

Средневенлокское время (рис. 66) характеризуется сменой знака движения области седиментации. Наблюдается некоторое углубление бассейна и стабилизация его условий. Создаются оптимальные условия для расцвета рифостроящих кораллов и водорослей. Присутствие среди массивных и рифогенных прослоев органогенно-обломочного или обломочного (известняковые песчаники, известняки органогенные с обломками известняка) материала свидетельствует о временных разрывах рифовых построек. Наиболее мощные постройки рифов отмечены на территории бассейна р. Курейки, где встречены и наиболее чистые разности известняков, содержащих примесь глинистого материала не более 1—5%. Но и в других районах глинистая примесь в породах не превышает 10%. Наименьшие мощности коралловых и водорослевых известняков отмечены в районе р. Левого Омнутаха, где отмечается также и существенная примесь в породах глинистого материала. Видимо, привнос глинистого материала и явился причиной угнетенного развития коралловых построек. То же отмечено и на территории бассейна р. Кулюмбе, где известняки не только глинистые, но и доломитистые. На этом основании делается предположение, что в межрифовых постройках местами создавались условия затрудненного водообмена и повышения солености вод. На остальной же территории северо-западной окраины Тунгусской синеклизы, а также на северо-востоке и востоке формировались, главным образом, коралловые и водорослевые известняки, а в межрифовых

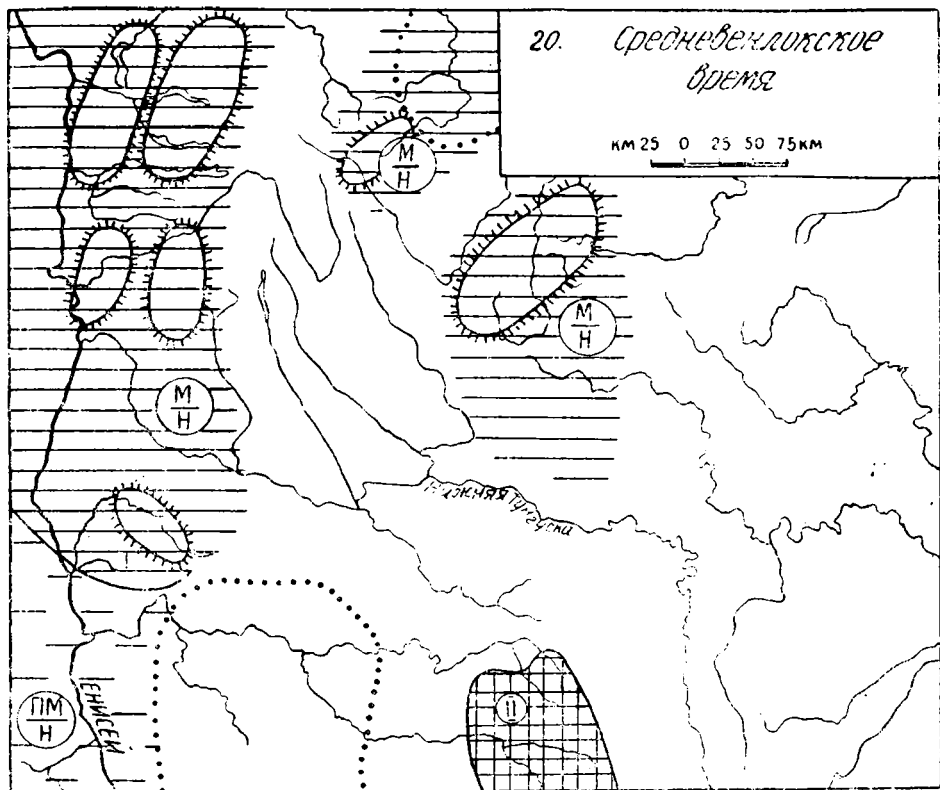


Рис. 66. Палеогеографическая схема. (Условные знаки см. рис. 47)

постройках — обломочно-детритовые и обломочные известняки (конгломераты, гравелиты, песчаники).

На территории Енисейского края и в бассейне нижнего течения р. Подкаменной Тунгуски рифогенные известняки отсутствуют. Здесь накапливались известняки и временами известковые алевролиты, отражающие прибрежно-мелководные условия осадконакопления. В остальных районах венлокские отложения либо размыты в более позднее время, либо недоступны для изучения. Однако, учитывая большую морскую трансгрессию в средневенлокское время на Сибирской платформе, практически отсутствие песчано-алевритовой терригенной примеси не местного происхождения в породах всех известных разрезов, можно полагать, что вся или почти вся территория северо-запада платформы была покрыта морем.

Геохимические особенности средневенлокских пород показаны в табл. 57.

Величины коэффициентов концентрации всех элементов, за исключением стронция, меньше чем в любых рассмотренных ранее осадках. Это, безусловно, связано с малой примесью терригенного материала в осадках среднего венлока. Повышенные содержания стронция, по-видимому, обусловлены содержанием этого элемента в раковинах морских организмов. Как известно, стронций охотно связывается с арагонитом (Виноградов, 1967). Арагонит же является составной частью многих видов раковин. По-видимому, этим можно объяснить значимую положительную корреляцию между титаном и стронцием ($r_{Ti, Sr} = 0,44$). Титан, кроме того, положительно коррелируется с ванадием, марганец с барием, хром с ванадием и никелем.

Геохимическая характеристика средневенлокских отложений
северо-запада Сибирской платформы (n=55)

\bar{K}_k	V, %	Корреляция элементов (связь значима при $r > 0,28$)						
		Ba	Sr	V	Ni	Cr	Mn	
0,15	66	Ti	0,27	0,44	0,36	0,19	0,17	0,25
0,63	98	Mn	0,30	0,26	0,034	-0,11	-0,09	
0,15	153	Cr	-0,04	-0,1	0,70	0,63		
0,11	360	Ni	0,0001	-0,14	0,79			
0,07	216	V	-0,02	-0,14				
2,23	54	Sr	0,23					
0,35	140	Ba						

В поздневенлокское время (рис. 67) происходит обмеление бассейна, вследствие чего преобладающими становятся прибрежные фациальные условия. В северо-западных (Южно-Пясинская площадь, Левый Омнутах, Имангда, Курейка) и в юго-западных (бассейн нижнего

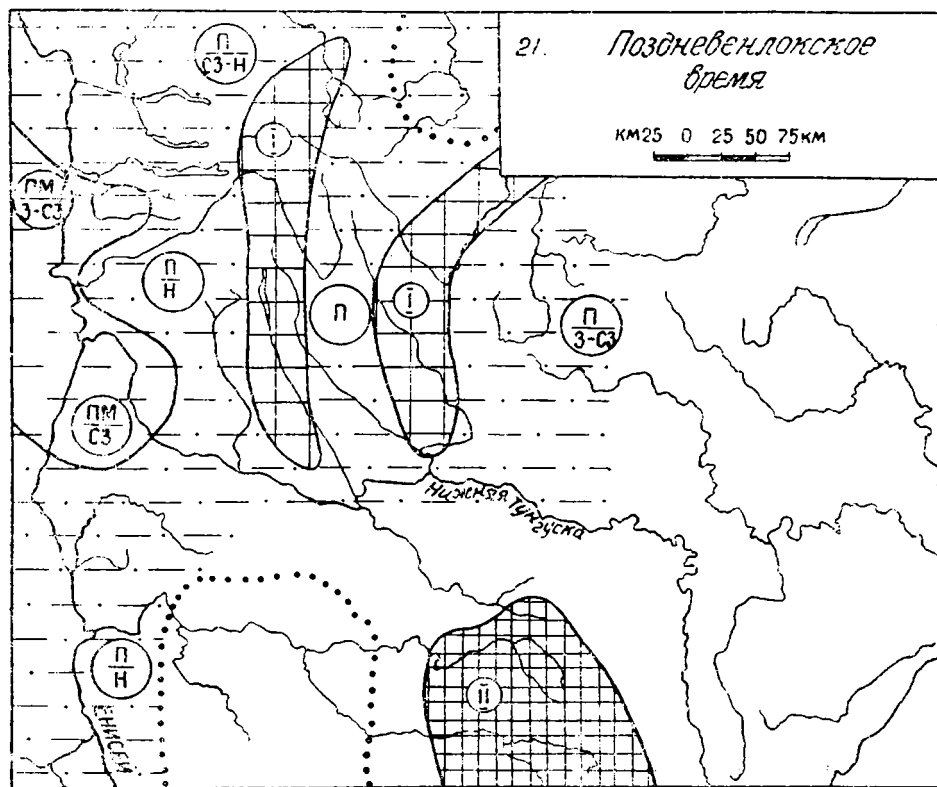


Рис. 67. Палеогеографическая схема. (Условные знаки см. рис. 47)

течения р. Подкаменной Тунгуски и Енисейский кряж) районах формировались известняки детритовые с примесью карбонатного обмолочного материала гравийной и галечниковой размерности, известняковые гравелиты и конгломераты, водорослевые известняки, временами оолитовые известняки. Породы прослоями в различной степени доломитизи-

рованы. Встречаются и доломиты. Обилие обломочного материала карбонатного состава в поздневенлокских образованиях показывает, что в данных районах временами существовали мели, острова, поставляющие обломки известняков и доломитов. Более удаленная от берега мелководная зона располагалась в районах современных бассейнов р. Кулюмбе и нижнего течения р. Нижней Тунгуски. Здесь происходило накопление глинисто-известковистых и доломитовых осадков. Временами соленость вод бассейна повышалась и происходила садка целестина.

Поставщиком терригенного материала являлся Тембенчинский архипелаг. Это доказывается тем, что с приближением к нему в разрезах верхнего венлока увеличивается роль терригенного материала.

На юго-восточной, восточной и северо-западной окраинах Тунгусской синеклизы формировались обломочные и органогенно-обломочные известняки, доломиты, ослитовые известняки и т. д. В этапы садки доломита в небольших количествах из концентрированных морских рассолов выпадали целестин и флюорит, о чем свидетельствуют повышенные значения содержания стронция и прослои доломитов с флюоритом.

Поздневенлокская регрессия подтверждается увеличением относительного количества эндемичных форм организмов, но связь моря с другими морями не прекратилась (Лопушинская, 1968).

Геохимическая характеристика рассматриваемых осадков демонстрируется табл. 58.

Таблица 58

Геохимическая характеристика поздневенлокских отложений северо-запада Сибирской платформы (n=71)

\bar{K}_k	V, %	Корреляция элементов (связь значима при $r > 0,21$)						
		Ba	Sr	V	Ni	Cr	Mn	
0,25	56	Ti	-0,10	0,18	0,33	0,34	0,38	0,12
1,00	75	Mn	0,14	0,14	0,20	0,20	0,06	
0,27	133	Cr	0,002	-0,08	0,75	0,56		
0,09	88	Ni	-0,13	-0,19	0,65			
0,16	187	V	0,03	0,07				
3,52	90	Sr	0,29					
0,37	127	Ba						

В связи с началом регрессии и увеличением поступления в бассейн осадконакопления терригенного материала в осадках несколько увеличилась роль изученных микроэлементов, хотя коэффициент их концентрации остается низким и значительно меньше единицы. Вместе с тем в породах увеличилась роль стронция. Парные корреляции между элементами следующие: титан положительно коррелируется с ванадием, никелем и хромом; хром, кроме того, имеет сильные корреляционные связи с ванадием и никелем; ванадий с никелем, стронций положительно значимо коррелируется с барием.

Позднесилурийская эпоха

Позднесилурийская эпоха осадконакопления на территории северо-запада Сибирской платформы охарактеризована двумя литолого-палеогеографическими схемами, соответствующими раннелудловскому и поздне-лудловскому времени (рис. 68, 69).

Раннелудловское время (рис. 68) характеризуется тем, что на фоне продолжающейся регрессии сибирского моря и его засоления намечается некоторое углубление отдельных его участков. В начале

что в составе раннелудловских осадков большую роль играют обломочные известняки и доломиты. Некоторое уменьшение количества эвапоритовых осадков связано, по-видимому, с распространяющим влиянием вод, сбрасываемых со стороны Тембенчинского архипелага.

Фации открытого мелкого моря временами с прибрежным режимом существовали лишь на северо-востоке территории, где формировались хемогенные и биоморфные известняки, а изредка и обломочные.

В целом для раннелудловского бассейна в результате прогрессирующего засоления вод отмечается вымирание органических форм, существование которых возможно в водах с нормальной соленостью. Полностью исчезают кораллово-строматопоровые известняки и большинство брахиопод, хорошо развивающихся в венлокское время. Сохраняется только *Protathyris cf. didyma* (Dalm), которая приспособилась к изменившимся условиям и продолжала существовать в новом сообществе с крупными лингулами, гладкими остракодами, пеллициподами и гастроподами (Лопушинская, 1968). Связь сибирского бассейна с другими утрачивается.

Геохимические особенности раннелудловских осадков показаны в табл. 59.

Таблица 59

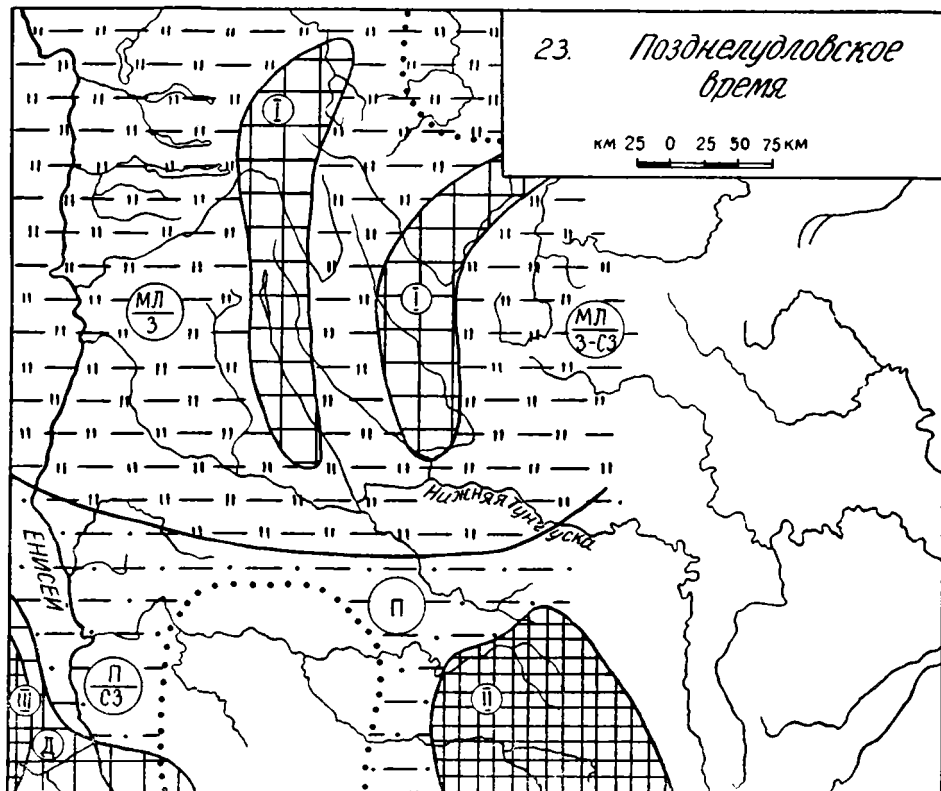
Геохимическая характеристика раннелудловских отложений северо-запада Сибирской платформы (n=35)

\bar{K}_k	V, %	Корреляция элементов (связь значима при $r > 0,34$)						
		Ba	Sr	V	Ni	Cr	Mn	
0,35	55	Ti	-0,26	-0,12	0,47	0,26	0,21	-0,41
1,03	68	Mn	0,33	0,22	-0,15	0,003	0,09	
0,48	88	Cr	-0,22	-0,28	0,43	0,49		
0,16	137	Ni	-0,14	-0,38	0,83			
0,22	136	V	-0,21	-0,36				
3,26	63	Sr	0,54					
0,39	138	Ba						

В связи с усилением регрессии в раннелудловское время и поступлением большого количества терригенного, главным образом, глинистого материала отмечается некоторое увеличение количества малых элементов в осадках по сравнению с осадками позднего венлока. Но коэффициент концентрации их остается низким. Только стронций накапливался в осадках в количествах, значительно превышающих кларк ($K_k = 3,26$).

Сравнительно малые значения коэффициентов вариации отражают равномерность распределения элементов в осадках. Титан положительно значимо коррелируется с ванадием и отрицательно с марганцем. Хром коррелируется с ванадием и никелем (положительно), а никель с ванадием. Положительна связь между стронцием и барием.

Начавшееся обособление бассейна в раннем лудлове закончилось в позднелудловское время. На большей части территории устанавливаются условия, близкие к лагунным (рис. 69). Бассейн характеризуется слабозасоленным и засоленным режимом. По сравнению с предыдущим временем существенно повышается солевой баланс вод, приведший к смене типов отложений. Происходит интенсивное формирование доломита. Наряду с доломитом накапливаются также глинисто-доломитовые осадки, а в отдельных случаях (р. Кулюмбе, р. Мойеро) и глинистые известняки. Но в конце лудловского века известковый мате-



Р и с. 69. Палеогеографическая схема. (Условные знаки см. рис. 47)

риал в осадках полностью исчезает. Соленость бассейна столь высока, что начинают выпадать сульфаты кальция и стронция, а часто встречающиеся и отпечатки кристаллов каменной соли на поверхностях напластования пород свидетельствуют, что в осадок выпадали и хлориды. Известно, что целостин хемогенным путем формируется на начальных стадиях сульфатной садки. Но даже для выпадения его в осадок необходимо (Катченков, 1959), чтобы соленость вод против нормальной увеличилась в 15—20 раз. Увеличение поступления глинистого материала в бассейн аккумуляции обеспечило интенсивное формирование доломитовых мергелей и доломитистых аргиллитов. Увеличилось и количество терригенного материала алевритовой размерности, что связано с некоторым оживлением эрозии в области питания. Вместе с тем какого-либо распресняющего влияния вод бассейна со стороны Тембенчинского архипелага не чувствуется, что связано с аридностью климата. Очевидно, только на юге климат был несколько влажнее, и со стороны Сымско-Енисейской суши фиксируется некоторое распреснение вод в прибрежной зоне, где формировались известняковые конгломераты, доломитистые известняки и доломиты, иногда водорослевые.

Как видно из табл. 60, в осадках позднего лудлова в существенных количествах находится стронций ($K_{Sr} = 4,94$), распределенный более или менее равномерно ($V_{Sr} = 91\%$). Коэффициент концентрации остальных элементов незначителен. Парные корреляционные значимые связи следующие: титан коррелируется положительно со всеми элементами группы железа, марганец, кроме того, коррелируется с никелем, хром с ванадием и никелем.

**Геохимическая характеристика позднелудловских отложений
северо-запада Сибирской платформы (n=70)**

\bar{K}_k	V, %	Корреляция элементов (связь значима при $r > 0,34$)						
		Ba	Sr	V	Ni	Cr	Mn	
0,27	70	Ti	-0,25	-0,07	0,60	0,51	0,55	0,29
0,42	114	Mn	-0,02	-0,10	0,05	0,22	-0,03	
0,28	92	Cr	-0,21	-0,18	0,62	0,30		
0,05	120	Ni	-0,12	-0,10	0,57			
0,20	120	V	-0,18	-0,16				
4,55	91	Sr	0,04					
0,41	182	Ba						

Органическая жизнь в позднелудловском бассейне постепенно замирает. В нижних горизонтах позднелудловских отложений еще встречаются формы эвригалинных организмов, но в более молодых образованиях они отсутствуют полностью.

Развивающаяся регрессия бассейна в конце концов привела к установлению типичного лагунного режима (или серии лагун), и в раннем девоне формировались ангидриты, гипсы, а позднее и соли.

ОСНОВНЫЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ

Изложенный в предыдущих разделах материал приводит к выводу о закономерно направленном процессе развития ордовикского и силурийского осадконакопления на территории северо-запада Сибирской платформы. Отчетливо прослеживается взаимосвязь и взаимообусловленность всех рассмотренных аспектов седиментогенеза. Изменение во времени площадей фациальных зон, механического и минералогического состава осадков, уровни размещения выявленных полезных ископаемых и другие характеристики имеют между собой четкую корреляционную зависимость (рис. 70)¹.

Общая площадь исследованной территории составляет около 1,1 млн. км². На протяжении ордовикского и силурийского периодов здесь неоднократно сменялись условия осадконакопления. Области размыва и области осадконакопления существовали всегда, но соотношение их площадей не оставалось постоянным. Эпохи преобладания и даже абсолютного господства суши чередовались с эпохами резкого преобладания или абсолютного господства морского режима. В пределах суши иногда складывались условия, благоприятные для формирования коры выветривания. В пределах бассейна аккумуляции прибрежные, прибрежно-морские, морские и другие фациальные зоны не оставались постоянными, что хорошо видно из данных по изменению во времени площадей фациальных зон, построенных на основании обобщения палеогеографических схем. Прибрежные, прибрежно-морские и морские мелководные фашии были всегда преобладающими в бассейнах аккумуляции, но соотношение их площадей во времени менялось (см. рис. 70). Эпохи разрастания площадей с прибрежным режимом осадконакопле-

¹ Показанные на графике кривые построены по усредненным данным, охватывающим всю изученную территорию. Каждая средняя точка той или иной характеристики является среднеарифметической по значительному числу анализов, принадлежащих к породе, соответствующие тем стратиграфическим подразделениям, по которым строились палеогеографические схемы.

ния сменялись эпохами разрастания площадей, где формировались морские прибрежно-мелководные и морские мелководные осадки. Иногда формировались лагунные, а временами на небольших территориях и прибрежно-дельтовые осадки. Во времени одни фациальные зоны сменялись другими, а некоторые из них появлялись только эпизодически.

В самом общем виде можно сказать, что раннеордовикская трансгрессия, которая, как было показано выше, начала развиваться после верхнекембрийской регрессии, достигла своего максимума в среднечуньское время, когда мелководные морские и прибрежно-мелководные морские фации на территории северо-запада Сибирской платформы достигли абсолютного территориального господства. В это время территория, занятая сушей, составляла всего лишь около 160 тыс. км². Начиная же со среднечуньского времени, все больше и больше усиливался континентальный режим, а в конце нижнеордовикской эпохи он установился на всей территории.

Сравнительный анализ площадей распространения фациальных зон в отдельные эпохи приводит к выводу, что в раннем ордовике до среднечуньского времени, хотя и повсеместно, преобладал морской режим, но соотношение различных фациальных зон моря для каждого отрезка времени было разным. Так, позднеустькутские осадки по отношению к предшествующим (раннеустькутским) и последующим (раннечуньским) являются более «мористыми» и по своей характеристике приближаются к среднечуньским. Таким образом, морская трансгрессия, развивавшаяся с начала ордовикского периода, достигла своего относительного максимума в позднеустькутское время, после чего (в раннечуньское время) наблюдается регрессия, а затем вновь трансгрессия. В конце же раннеордовикской эпохи море полностью покинуло территорию.

В среднем и позднем ордовике фиксируется отчетливое чередование морских трансгрессий и регрессий. Как известно, криволучская и мангазейская трансгрессии среднего ордовика являются чрезвычайно обширными по площади не только в пределах рассматриваемой территории, но и на всей Сибирской платформе. Обширной, по-видимому, была также и позднеордовикская трансгрессия. Об истинной площади распространения ее на территории платформы говорить трудно, поскольку соответствующие осадки в большинстве случаев уничтожены последующими размывами.

По характеру развития средне- и позднеордовикские трансгрессии и регрессии существенно отличаются от раннеордовикских. Это отличие заключается в быстрой смене господства моря и суши. Регрессивных осадков соответствующего возраста почти нет. Быстро развивающиеся трансгрессии типа ингрессий охватывали почти всю территорию, и в мелководных бассейнах формировались трансгрессивные осадки, после чего почти внезапно на огромных территориях наступало господство континентального режима. Объясняется это тем, что средне- и позднеордовикские моря, охватывая большие площади, были весьма мелководными, а поэтому незначительные тектонические поднятия приводили к быстрому уничтожению морского и наступлению континентального режима и, наоборот, небольшие движения отрицательного знака приводили к быстрому внедрению моря на плоскую сушу и установлению господства морского режима.

После континентального режима на рубеже ордовикского и силурийского периодов отмечается ландоверийская трансгрессия — одна из обширнейших на территории Сибирской платформы. Трансгрессия развивалась до среднеордовикского времени включительно. Затем следует отступление моря и, после весьма незначительной раннелудловской

трансгрессии, на большей части территории установился лагунный режим осадконакопления.

Всего на протяжении ордовика и силура Сибирская платформа восемь раз испытала крупные, но не равнозначные между собой поднятия и опускания, что приводило соответственно к морским регрессиям или трансгрессиям. Трансгрессивные этапы осадконакопления подчеркиваются увеличением площадей мелководных и прибрежно-мелководных морских осадков, а регрессивные — увеличением площадей суши и прибрежных осадков. Наиболее крупные регрессии, в результате которых море полностью покинуло пределы территории, соответствуют переходному времени между ранним и средним ордовиком и между поздним ордовиком и ранним силуром. Наиболее крупные морские трансгрессии происходили в среднем ордовике (раннекривошукское время, мангазейский век), в позднем ордовике и в раннем силуре (ландоверийская, средневенлокская).

В существующей литературе по биостратиграфии ордовика и силура Сибирской платформы можно найти многочисленные указания о том, что ряд горизонтов ордовикских и силурийских отложений характеризуется остатками фаун пришлых (не эндемичных) форм, в частности — североамериканских, европейских, среднеазиатских и т. д. Относительная роль фаун различных зоогеографических провинций увеличивается в трансгрессивных осадках, и это понятно, поскольку в эпохи морских трансгрессий создаются оптимальные условия для миграции фауны. Можно полагать, что, чем крупнее морские трансгрессии, тем больше будет заключено в соответствующих им отложениях органических остатков пришлых форм, и, наоборот, чем сильнее по масштабу были морские регрессии, тем относительная роль эндемичных форм будет больше.

В этой связи интересно привести данные по изменению географических видов брахиопод в ордовике и силуре северо-западной части Сибирской платформы. Частично результаты этих исследований обсуждались при характеристике условий осадконакопления, но мы считаем необходимым привести результаты статистической обработки материалов, поскольку они, несомненно, усиливают понимание общих закономерностей развития седиментогенеза в ордовике и силуре.

В табл. 61 приведено процентное содержание эндемичных видов и мигрантов (североамериканские, европейские, казахстанские и др.) брахиопод без подразделения их на отдельные географические группы. Из этих материалов видно, что количественное соотношение видов брахиопод эндемичных и других зоогеографических провинций постоянно менялось на протяжении ордовикско-силурийской истории. Это изменение является, бесспорно, функцией развития условий осадконакопления в бассейнах. Кривая изменений видов брахиопод (см. рис. 70) хорошо согласуется с кривой изменения трансгрессий и регрессий. Они почти эквидистантны. Из графика отчетливо видно, что относительная роль эндемичных видов увеличивается при регрессиях моря и, наоборот, при морских трансгрессиях роль их падает. Полное исчезновение эндемичных видов наблюдается в раннемангазейском и позднеордовикском бассейнах, что хорошо согласуется с приведенными выше литологическими данными, свидетельствующими, что эти бассейны были наиболее обширными по площади. Отметим, что имеющиеся в литературе материалы о закономерностях развития других фаунистических комплексов показывают также, что в определенные отрезки времени среднесибирское море сообщалось с другими бассейнами мира. Так, например, З. А. Максимова (1962) отмечает, что трилобитовый комплекс устькютского яруса на 50% состоит из местных родов, остальное количество их приходится на общие формы с Северной Америкой, Европой, Казахстаном. Эти данные хорошо согласуются с материала А. Г. Яд-

**Соотношение видов брахиопод в ордовикских и
силурийских отложениях северо-запада
Сибирской платформы**
(по материалам Т. В. Лопушинской и А. Г. Ядренкиной)

Стратиграфическое подразделение	Формы, %	
	энде- мичные	других эоо- провинций
Позднелудловское время	—	—
Раннелудловское время	100	—
Поздневенлокское время	22	78
Средневенлокское время	30	70
Ранневенлокское время	33	67
Позднеландоверийское время	26	74
Среднеландоверийское время	23	77
Раннеландоверийское время	33	67
Бурское время	40	60
Нирундинское время	—	100
Долборский век	52	48
Баксанское время	35	65
Чертовское время	—	100
Криволюцкий век	40	60
Чуньский век (вторая половина)	100	—
Чуньский век (первая половина)	30	70
Устькутский век (слои с Apheoorthis)	50	50
Устькутский век (слои с Tetralobula)	37	63

ренкиной по брахиоподам (см. табл. 61). О наличии конодонтов, табулят, наутилоидей в отложениях верхнего ордовика Сибирской платформы и тождественных североамериканским сообщают Х. С. Розман и Ю. И. Фомин. А. Б. Ивановский (1963) обращает внимание на то, что ландоверийские ругозы Сибирской платформы имеют черты сходства с прибалтийскими, североамериканскими и среднеазиатскими. По данным Б. С. Соколова и Ю. И. Тесакова (1963), коралловая фауна позднего ландовери Сибирской платформы тождественна уральской, среднеазиатской, казахстанской и арктической.

В связи со всеми изложенными материалами напрашивается важный вывод, что морские трансгрессии и регрессии, проявившиеся на территории Сибирской платформы, являются отражением однонаправленных колебательных движений земной коры не только в пределах Сибирской платформы. Одновременно с трансгрессиями среднесибирского моря трансгрессировали моря североамериканские, прибалтийские, среднеазиатские и т. д. В результате создавались благоприятные условия для широкого расселения морских организмов. Таким образом, можно полагать, что сходные геологические условия создаются одновременно на огромных территориях и даже на различных континентах.

Определенная закономерность обнаруживается и при анализе среднего содержания в породах ордовика и силура северо-запада Сибирской платформы песчано-алевритовой, глинистой фракций, а также растворимой части пород. Фракция крупнее 0,01 мм, как уже отмечалось при характеристике районов, сложена преимущественно обломками алевритовой размерности. Это в основном терригенные, а частью и пелловые образования. Частицы песчаной размерности характерны только породам ордовика и совершенно отсутствуют в силурийских

отложениях. Растворимая часть пород складывается преимущественно кальцитом и доломитом хемогенного происхождения.

Количество нерастворимого остатка в породах нижнего ордовика возрастает снизу вверх по разрезу. Но это возрастание не является постепенным. Так, в пределах устькутских отложений содержание терригенных частиц находится в количестве 28—38%, уменьшаясь снизу вверх по разрезу, в чуньских — 25—73% с относительным минимумом (25%) в среднечуньских и максимумом (73%) в позднечуньских образованиях. Надо иметь в виду, что снизу вверх по разрезу в породах увеличивается и относительный процент алевритовых и песчаных компонентов. Если в устькутских образованиях терригенная примесь сложена, в основном, глинистыми частицами, то в чуньских, особенно в позднечуньских, во всех известных разрезах на северо-западе Сибирской платформы известны прослой и пачки алевролитов и песчаников. Среднее же содержание обломочной фракции крупнее 0,01 мм в устькутских породах составляет 5—12%, в нижнечуньских — 7—15%, в верхнечуньских — 17—47%. Горизонты пород с относительно небольшими содержаниями терригенной примеси характерны позднеустькутским и среднечуньским образованиям, т. е. породам, формирование которых происходило в условиях трансгрессирующих морей. Наоборот, с регрессивными осадками связаны повышенные содержания терригенного материала, и, чем масштаб регрессий был больше, тем в осадках накапливалось больше терригенного материала. Соответственно увеличивалась роль растворимой (хемогенной) части пород.

Среднее содержание нерастворимого остатка в породах среднего и верхнего ордовика составляет 38—68%, с относительными минимумами в раннекривоуцких (50%), позднемангазейских (38%), долборских (42%) образованиях, что также соответствует трансгрессивным отложениям.

В нерастворимом остатке пород силура фракция крупнее 0,01 мм играет ничтожную роль. Глинистая фракция в раннеландоверийских, а частью и в среднеландоверийских отложениях играет основную роль. Количество глинистого материала в нижнеландоверийских образованиях составляет около 90%, вверх по разрезу до среднего венлока оно уменьшается до 10%, а затем вновь увеличивается, достигая относительного максимума (45%) в верхнелудловских отложениях. Соответствующим образом сначала увеличивается, а затем уменьшается роль растворимой части пород. Указанная закономерность с некоторыми частными отклонениями выдерживается в любом конкретном разрезе в пределах исследованной территории.

Таким образом, можно констатировать, что характер изменения механического состава пород ордовика и силура северо-запада Сибирской платформы является прямым отражением трансгрессий и регрессий. Общее увеличение терригенного материала в породах совпадает с развитием регрессивных этапов осадконакопления и, наоборот, уменьшение роли хемогенного материала отражает развитие трансгрессий. Это легко проследить, если сопоставить кривую изменения механического состава пород с кривой изменения соотношения фациальных зон (см. рис. 70). Исключением из общего правила являются ландоверийские отложения. Но здесь, по-видимому, как уже указывалось, глинистая составляющая пород (граптолитовые сланцы) сформировалась, главным образом, за счет пепловых частиц среднего и основного (?) состава. Примесь пепла кислого состава встречена в раннеустькутских, позднечуньских, позднекривоуцких, позднемангазейских и поздненелокских отложениях, что соответствует в основном регрессивным и самым начальным моментам трансгрессивных этапов осадконакопления.

С отчетливо выраженной закономерностью происходит изменение во времени соотношения кварца и полевых шпатов в терригенной части пород ордовика и силура. На сводном графике показано соотношение этих компонентов только в алевритовой фракции, чтобы получить сопоставимые результаты, поскольку фракция более крупной размерности встречается редко. В ордовикских и силурийских отложениях всех описанных разрезов характеристика легких терригенных фракций практически исчерпывается кварцем и полевыми шпатами. Доля участия других минералов здесь такова, что ее невозможно изобразить в выбранном масштабе. Как было показано в начале данной работы, именно соотношение обломков этих двух минералов представляет наибольший интерес для выявления типа зрелости осадков, закономерностей их изменения.

Относительная роль кварца в терригенной части пород ордовика возрастает снизу вверх по разрезу. Если в нижнем ордовике количество кварца в соответствующих фракциях по усредненному данным составляет 63—85%, то в среднем и верхнем ордовике эта величина колеблется в пределах 75—85. Относительные максимумы содержания кварца наблюдаются в раннеустькутских, раннечуньских и позднечуньских образованиях нижнего ордовика, в раннекриволучских и мангазейских отложениях среднего и в долборских отложениях верхнего ордовика. Особенно большие содержания характерны для пограничных отложений чуньского и криволучского ярусов, мангазейским и долборским отложениям. Роль полевых шпатов увеличивается в позднеустькутских (37%), среднечуньских (35%), позднекриволучских (22%), позднемангазейских (30%), кетских (30%) отложениях.

В силурийских отложениях максимальные содержания (80—85%) обломков кварца в алевритовой составляющей обнаруживаются в среднеландоверийских (80—85%), средневенлокских (75%), раннелудловских (70%) породах. Относительная же роль полевых шпатов увеличивается в породах раннего (30%) и позднего (45%) венлока, а также в верхнем лудлове (50%).

Таким образом увеличение роли кварца в породах нижнего ордовика происходит одновременно с увеличением в них содержаний нерастворимого остатка. В среднем и верхнем ордовике, а также в силуре максимумы содержания обломочного кварца отчетливо приурочены к трансгрессивным отложениям.

В настоящее время мы не располагаем в достаточной мере материалом, чтобы говорить о закономерностях минералогического изменения глинистых минералов в пределах ордовика и силура северо-западной части Сибирской платформы. Судя по относительно немногочисленным анализам и наблюдениям, в глинистой фракции пород повсеместно преобладают гидрослюды. Примесь каолинита отмечена только в основании трансгрессивных отложений, главным образом, в нижней части пород криволучского яруса, в мангазейских и раннеландоверийских отложениях.

Мы уже отмечали, что кальцит и доломит в ордовикских и силурийских отложениях северо-запада Сибирской платформы являются основными минералами. Это хорошо иллюстрируется содержанием растворимого вещества в породах (см. рис. 70). Очень часто содержание растворимого материала составляет 80—90%. Практически он нацело сложен кальцитом и доломитом. Их суммарное содержание снизу вверх по разрезу закономерно изменяется. Своего минимума эти минералы достигают в позднечуньских и раннеландоверийских образованиях. Максимальные же значения их отмечаются в породах венлокского и лудловского ярусов.

Соотношение кальцита и доломита в пределах карбонатной составляющей пород в различных горизонтах ордовика и силура неодинаково. В нижнем и верхнем силуре преобладает доломит, а в остальной части ордовика и силура — кальцит. Но это в самых общих чертах.

В составе карбонатной части пород ордовикских отложений относительно увеличение роли кальцита отмечается во второй половине устькучского и в средней части чуньского ярусов. Резкое преобладание кальцита над доломитом фиксируется в раннекриволуцких, мангазейских и в долборских породах. В соответствующие отрезки времени ордовика осадконакопление реализовалось под знаком морских трансгрессий, что в пределах рассматриваемой территории зафиксировано разрастанием площадей с морским и прибрежно-морским режимом осадконакопления и сокращением территорий источников сноса. Соответственно, в регрессивные этапы осадконакопления формировались доломитовые и доломитистые осадки.

В силуре общая направленность в изменении состава карбонатов такова, что снизу вверх по разрезу в породах усиливается роль доломитового материала. Так, если в ландоверийских отложениях относительный процент кальцита составляет 85—95%, то в верхнем лудлове его содержание падает до 17—20. Соответственно роль доломита возрастает от 5—15 до 80% и более. Так же как и в ордовике, в силуре совершенно очевидна связь трансгрессивных эпох осадконакопления с усилением садки кальцита, а в регрессивных — с усилением садки доломита. Интересно отметить, что в отдельные этапы осадкообразования совместно с доломитом высаживались и сульфаты кальция и стронция, а также флюорит. Незначительные признаки сульфатонности осадков наблюдаются в верхнечуньских образованиях ордовика и более существенные — в верхнелудловских, что лишнее раз подчеркивает связь доломитообразования с регрессивными этапами осадконакопления, когда создавались условия для повышения минерализации вод бассейна.

Особенности развития бассейнов аккумуляции сказались не только в изменении основных компонентов пород. Они отразились и на распределении малых элементов. Среди элементов группы железа только марганец и хром в определенных горизонтах пород ордовика и силура накапливались в количествах больше кларковых (табл. 62). Эти накопления приурочены преимущественно к осадкам, которые в значительной мере формировались за счет размыва и перетолжения продукта коры выветривания — позднечуньские, средне- и позднеордовикские, раннесилурийские. Наиболее чутким элементом к изменению режима бассейнов является стронций. Максимумы значений коэффициента концентрации этого элемента характерны породам нижнего венлока и лудлова.

Кривая изменений коэффициента концентрации¹ стронция во времени по своей форме согласуется с кривой изменения доломитности пород. Эти кривые почти эквидистантны (см. рис. 70). Следовательно, отмечается прямая зависимость регрессивных эпох осадконакопления и садкой соединений стронция — целестина. Необходимо отметить, что нижнепалеозойские отложения на территории Сибирской платформы в целом отличаются повышенными содержаниями в них стронция, а в ряде случаев обнаруживаются горизонты пород, представляющие, несомненно, промышленный интерес. Среди выявленных рудопроявлений стронция наибольшее количество приурочено к ордовикским и силурийским отложениям. Их описание приведено ранее, а стратиграфическое

¹ При построении рассматриваемой кривой в расчет не принимались анализы, показавшие рудные концентрации стронция в породах, поскольку в этих случаях имеет место иногда вторичная перегруппировка вещества внутри пластов.

**Значения коэффициентов концентрации малых элементов
в ордовикских и силурийских отложениях**

Проанализированные отложения	Количе- ство ана- лизоз	Элементы и значения их коэффициентов концентрации						
		Ti	Mn	Cr	Ni	V	Sr	Ba
Ордовикские	775	0,43	1,52	1,11	0,29	0,48	1,88	0,39
Нижнеордовикские	491	0,49	0,97	1,01	0,21	0,49	2,21	0,40
Устькутские	214	0,38	0,83	0,58	0,21	0,64	2,27	0,41
Нижнеустькутские	106	0,27	0,91	0,77	0,15	0,28	2,27	0,47
Верхнеустькутские	108	0,49	0,76	0,39	0,28	1,0	2,27	0,36
Чуньские	227	0,57	1,06	1,34	0,21	0,38	2,16	0,39
Нижнечуньские	99	0,28	0,99	0,64	0,17	0,31	2,34	0,41
Среднечуньские	110	1,0	1,18	0,76	0,18	0,26	2,17	0,38
Верхнечуньские (предбайкитские)	36	0,28	1,0	2,44	0,26	0,68	2,89	0,53
Верхнечуньские (байкитские)	32	0,38	1,02	4,24	0,37	0,64	0,83	0,28
Среднеордовикские	206	0,35	2,27	1,54	0,54	0,46	1,28	0,39
Криволучные	78	0,50	2,44	1,59	1,07	0,49	1,35	0,43
Нижнекриволучные	32	0,56	3,11	1,39	0,35	0,57	1,35	0,52
Верхнекриволучные	46	0,46	1,97	1,73	1,58	0,44	1,37	0,37
Мангазейские	94	0,35	2,95	2,05	0,29	0,59	1,68	0,49
Нижнемангазейские	34	0,34	1,91	1,03	0,21	0,50	1,80	0,33
Верхнемангазейские	26	0,40	2,33	5,02	0,40	0,71	1,58	0,78
Преддолборские	34	0,32	4,47	0,81	0,29	0,60	1,65	0,43
Верхнеордовикские	78	0,28	3,05	0,68	0,17	0,46	1,36	0,33
Долборские	44	0,25	1,96	0,56	0,08	0,35	1,08	0,25
Силурийские	468	0,31	1,05	0,40	0,19	0,37	4,54	0,24
Нижнесилурийские	363	0,31	1,17	0,41	0,22	0,42	4,58	0,24
Ландоверийские	154	0,41	1,30	0,56	0,30	0,74	2,66	0,32
Нижнеландоверийские	12	0,85	1,36	0,44	0,10	3,82	1,64	0,27
Среднеландоверийские	79	0,41	1,38	0,70	0,38	0,60	2,82	0,31
Верхнеландоверийские	63	0,32	1,20	0,40	0,24	0,34	2,69	0,33
Венлокские	209	0,24	0,76	0,31	0,15	0,18	6,00	0,32
Нижневенлокские	83	0,28	1,44	0,46	0,18	0,27	10,62	0,28
Средневенлокские	55	0,15	0,63	0,15	0,11	0,07	2,23	0,35
Верхневенлокские	71	0,25	1,00	0,27	0,09	0,16	3,52	0,37
Верхнесилурийские	105	0,30	0,62	0,35	0,09	0,21	4,39	0,40
Нижнелудловские	35	0,35	1,03	0,48	0,16	0,22	3,26	0,39
Верхнелудловские	70	0,27	0,42	0,28	0,05	0,20	4,95	0,41

размещение показано на рис. 70. В устькутских отложениях проявления целестина встречены в разрезах по Маймечи, Амбардаху, Подкаменной Тунгуске, Чуне в междуречье Ангара — Подкаменная Тунгуска, Мойеро, Мойерокану, в чуньских — по Подкаменной Тунгуске, Чуне, Моркоке, Мойеро, Мойерокану, в междуречье Ангара — Подкаменная Тунгуска, в криволучных — по Моркоке, в мангазейских — Моркоке и Нирунде, в венлокских — по Кулюмбе, Мархе, в лудловских — по Кулюмбе, Курейке, Мойеро.

С целестином в ордовикских и силурийских отложениях ряда районов Сибирской платформы ассоциирует флюорит. Проявления его установлены в устькутских и чуньских отложениях в разрезах по Мойеро, Мойерокану, Моркоке и в силурийских — по Мойеро и Моркоке.

Таким образом, все выявленные проявления флюорита, так же как и целестина, генетически связаны с осадками регрессировавших бассейнов. Следует заметить, что такая ассоциация является закономерной и подчеркивает сходные условия образования этих полезных ископаемых. Известно, например, что многочисленные месторождения целестина в районе Великих озер (США, Канада) связаны с силурийскими отложениями и находятся в парагенезисе с флюоритом. Формиро-

вание их так же, как и на территории Сибирской платформы, происходило в условиях осолоняющихся бассейнов, в стадию эвапоритообразования.

Встреченные в ряде разрезов фосфориты приурочены к основанию трансгрессивных морских осадков, отложившихся на участках кор выветривания, предшествовавших трансгрессиям. Благоприятные условия, необходимые для формирования фосфоритов на Сибирской платформе, сложились в раннекривошукское и раннемангазейское время.

Суммируя все изложенное, можно с полным основанием сделать заключение, что ордовикская и силурийская история осадконакопления определялась периодической сменой режимов, первопричиной которого, несомненно, является тектоника. Колебательные движения земной коры вызывали изменения площадей денудации и аккумуляции, изменение площадей развития различных фациальных зон.

Переломные этапы изменения условий осадконакопления на протяжении ордовика и силура северо-запада Сибирской платформы на рис. 70 отражены в виде отрицательных или положительных пиков кривых, характеризующих различные стороны литогенеза. Очень важным является то обстоятельство, что кривые изменения во времени площадей различных фациальных зон, соотношение видов фаун эндемичных и иных зоогеографических провинций, механического и минерального состава осадков и полезных ископаемых коррелируются между собой. Минимумы или максимумы всех кривых прослеживаются на одних и тех же стратиграфических уровнях, подчеркивая взаимосвязь и взаимообусловленность всех рассмотренных аспектов седиментогенеза.

Регрессивные эпохи осадконакопления являются отражением усиления орогенной активности. Они сопровождались увеличением площадей суши и соответственно сокращением площадей бассейнов осадконакопления, увеличением в осадках роли терригенного материала, увеличением роли неустойчивых к химическому выветриванию компонентов в составе терригенной и увеличением роли доломита в составе хемогенной части осадков. С регрессивными этапами осадконакопления связаны все выявления рудопроявления целестина и флюорита. Среди органического мира увеличивалась относительная роль эндемичных видов.

Трансгрессивные этапы осадконакопления являются отражением ослабления орогенной активности. Они сопровождались уменьшением площадей суши и, соответственно, увеличением площадей бассейнов осадконакопления, уменьшением в осадках роли терригенного материала, как правило, увеличением роли устойчивых к химическому выветриванию компонентов в составе терригенной и увеличением роли кальцита в составе хемогенной части осадков. С трансгрессивными этапами осадконакопления связаны все выявленные месторождения и рудопроявления фосфоритов. Среди органического мира увеличивалась относительная роль мигрантов, т. е. фауны других зоогеографических провинций.

Поскольку все встреченные породы с примесью пеплового материала приурочены, в основном, к регрессивным осадкам, можно полагать, что усиления тектонических движений в ряде случаев сопровождалась активизацией вулканизма.

Сейчас уже многими работами доказано, что эпохи морских трансгрессий во времени совпадают с потеплением климата и сглаживанием климатической зональности и, наоборот, регрессии сопровождаются относительным похолоданием климата и более резким разграничением климатических зон (Ramsay, 1910; Brinkmann, 1948; Брукс; 1952; Spieldnaes, 1961; Казаринов, 1958; Малиновский, 1963 и др.). То, что кли-

мат в трансгрессивные этапы осадконакопления в ордовике и силуре Сибирской платформы был теплым, легко доказывается расцветом коралловой фауны. А как известно, кораллы могут жить в морской воде при минимальной температуре — не ниже 20,5°C. Труднее судить о температурном режиме морских бассейнов в регрессивные стадии осадконакопления. В это время, как указывалось, усиливалось формирование доломита, поэтому вопрос о реставрации климата может быть решен при выяснении условий образования этого минерала.

В современных водоемах доломит найден в осадках оз. Балхаша, Большого соленого озера (США, штат Юта), вдоль южного берега Флориды, в Персидском заливе и в лагунах Южной Австралии (Страхов, 1947; Alam J. Wells, 1962; Graf, 1962, Ingerson Earl, 1962; William H. Taft, 1961 и др.). По этим данным можно судить, что температурный режим вод, в которых происходит образование доломита, обладает широким диапазоном (например, температура воды в Персидском заливе в зависимости от времени года колеблется в пределах 15—30°C, а в озере Балхаш от 0 до 28°C). Очевидно, для образования доломита высокая температура вод не является решающим фактором, как это принято считать. В связи с этим интересны данные А. П. Виноградова (1967), который на основании изучения изотопного состава элементов, слагающих доломит, приходит к выводу, что «...образование доломита идет из морских рассолов вследствие испарения нормального моря при низких температурах» (Виноградов, 1967, стр. 46).

Есть все основания полагать, что выявленные закономерности являются не частным случаем, характерным только для Сибирской платформы, а отражают общий ход развития седиментогенеза в ордовике и силуре и за ее пределами. Так, например, Spieldnaes (1961) отмечает, что регрессивные этапы в ордовике и силуре Европы сопровождались похолоданием климата, нарастанием орогенной активности и вулканической деятельности и, наоборот, трансгрессивные этапы были сопряжены с потеплением климата, спадом вулканической и орогенной активности. Важно отметить также, что эпохи трансгрессий и регрессий Сибирской платформы и Европы совпадают во времени.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Отложения ордовика и силура северо-западной части Сибирской платформы сложены в основном известняками и доломитами. Внешне это очень однородная толща, и лишь в единичных случаях породы ее отдельных горизонтов терригенные или содержат несколько повышенное количество песчано-алевритовой примеси. В толще мало опорных, хорошо опознаваемых горизонтов, а порой они и совсем отсутствуют. Все это весьма затрудняет литологическую корреляцию разрезов, обычно основанную на общепринятых приемах сопоставления минералогического состава, главным образом, тяжелых обломочных компонентов. Расчленение толщи базируется в основном на сравнительно немногочисленных палеонтологических данных.

В то же время Сибирская платформа, особенно за последнее время, все больше привлекает внимание как объект поисковых работ на нефть и газ, свинцовые, никелевые и медные руды, а после наших исследований и на руды фтора и стронция. Наличие фосфоритов, железных руд и ряда других полезных ископаемых дополняет картину больших потенциальных возможностей этого огромного региона. Здесь в больших объемах разворачиваются разнохарактерные геологические и геофизические исследования, одним из важных объектов которых являются отложения ордовика и силура.

Сложившаяся ситуация определила необходимость проведения специальных литологических исследований с целью разработки таких методов литологической корреляции, которые бы, наряду с данными других исследований, позволили надежно расчленять палеозойские осадки чехла Сибирской платформы. Попытка решить поставленную задачу и привела автора к организации многолетних литологических исследований, пожалуй, единственных для этого региона по количеству примененных методов и по объему выполненных анализов. В настоящее время вещественный состав пород ордовика и силура северо-западной части платформы изучен достаточно обстоятельно, хотя некоторые разделы и теперь не могут считаться доработанными.

Выполненные литологические исследования явились частью проводимой в СНИИГГИМСе программы по разработке основ литолого-формационного метода. Закономерности осадконакопления, выявленные этим методом в пределах Западно-Сибирской плиты, Минусинской и Кузнецкой межгорных впадин и частично по ряду других регионов, должны были быть проверены на более обширном материале. Особое внимание привлекали мощные и широко распространенные толщи, сложенные карбонатными породами.

Уже в начале исследований стало очевидным, что определение зрелости пород только по терригенным компонентам не приемлемо для разрезов, сложенных в основном карбонатами и карбонатными породами. В дальнейшем было установлено, что судить об изменении зрелости пород по терригенным компонентам можно лишь после обобщения материалов по региону в целом или по его большим частям. Отдельные разрезы, даже наиболее полно представленные, не дают в этом вопросе надежных материалов.

И все же минералогический состав обломочных компонентов вместе с другими данными, характеризующими осадок, позволяет устанавливать главнейшие закономерности литогенеза. Как выяснилось в процессе исследований, для расчленения разрезов карбонатных пород решающее значение имеет определение взаимоотношений кальцита и доломита. Садка кальцита усиливалась в эпохи морских трансгрессий, процесс же доломитообразования интенсифицировался в регрессивные стадии осадконакопления. Эта закономерность прослежена в разрезах всех изученных автором районов Сибирской платформы, за исключением Западного Прианбарья. На протяжении нижнеордовикской эпохи в этом районе накапливались доломиты. Однако следует иметь в виду, что если в трансгрессивные эпохи нижнего ордовика в районах Западного Прианбарья накапливались только доломиты, то в эпохи морских регрессий совместно с доломитом здесь происходила садка сульфатов кальция и стронция. Поэтому при дальнейших исследованиях следует изучать в хемогенной части пород не только соотношение кальцита и доломита, но и сульфаты.

Большое значение для расчленения разрезов имеет определение коэффициентов концентрации малых элементов в породах, изменение гранулометрического состава пород, распределение по разрезу осадочных полезных ископаемых и некоторые другие показатели. Определенный интерес представляют выявленные закономерности распределения малых элементов и прежде всего стронция, который интересен с двух точек зрения. Во-первых, этот элемент с отчетливо выраженной тенденцией накопления в регрессивные этапы осадконакопления, а поэтому соответствующие построения по стронцию (коэффициент концентрации) дали дополнительный материал выявления закономерностей осадконакопления в ордовике и силуре. Во-вторых, существенные, часто промышленные накопления его в виде целестина в ряде горизонтов ор-

довика и силура выдвигают Сибирскую платформу как крупнейшую стронциерудную провинцию мира. Совместно с целестином нередко в существенных количествах накапливался флюорит, что повышает интерес к изучению соответствующих отложений.

Определенное корреляционное значение имеет хром, накопление которого в количестве, в несколько раз превышающем кларк, отмечено в породах, в значительной мере сформированных за счет коры выветривания, особенно вблизи областей питания. С этими же осадками связаны месторождения и проявления фосфоритов, наличие глауконита, повышенные содержания марганца, а изредка никеля, ванадия, кобальта. Содержания кобальта в некоторых образцах пород в количестве десятых долей процента заслуживают в дальнейшем специального изучения. Все повышенные содержания кобальта в породах, как было показано, приурочены к полосе распространения байкитских и раннекривоуцких отложений, примыкающей к территории Енисейского края и Катангской суши.

Изучение корреляционных связей между малыми элементами показало, что они прямо пропорциональны геохимическому родству элементов. Отрицательная значимая корреляция характерна между элементами с различной миграционной судьбой в зоне гипергенеза; в эпохи формирования кор выветривания из-за различия миграционной способности элементов утрачивается положительная значимая корреляция даже между геохимически родственными элементами. Подтверждается достоверность существования выявленных автором миграционных рядов химических элементов (см. табл. 5). В частности, титан, являясь наиболее стойким в зоне выветривания элементом, утрачивает положительные корреляционные связи со всеми из рассмотренных элементов группы железа в байкитских, раннекривоуцких, раннемангазейских образованиях, которые, как было показано, во многом сформировались за счет переотложения продуктов коры выветривания; следовательно, в эпохи формирования коры выветривания создавались такие условия, при которых все изученные элементы группы железа, за исключением титана, выносились за пределы элювия. Но следует заметить, что процессы выветривания в ордовикский и силурийский периоды не были способны создавать латеритный профиль и надеяться на открытие здесь месторождений бокситов не приходится. Об этом свидетельствует отсутствие свободного глинозема в ордовикских и силурийских корах выветривания, исследованных районов Сибирской платформы. Вопрос же о возможности формирования бокситов в раннем палеозое автором решается отрицательно (Бгатов, 1967), но, поскольку он выходит за рамки настоящей работы, останавливаться на нем мы не будем.

Выводы о направленности развития литогенеза делались, таким образом, на основе суммированных данных по всем примененным контролирующим друг друга методикам исследования. Ни для одного из изученных разрезов расчленение не проводилось на основе материалов, полученных только по одной из примененных методик.

Выполненный анализ строения и состава пород ордовика и силура по отдельным разрезам и регионам и по всей территории северо-запада Сибирской платформы приводит к выводу о закономерно направленном процессе осадконакопления. Эта закономерность выражена синхронным изменением различных литолого-геохимических характеристик осадочных формаций. В разрезе с той или иной полнотой выраженности восемь раз отмечается появление трансгрессий, с которыми связано увеличение кальцита в осадках, уменьшение терригенной составляющей и коэффициента концентрации стронция. В пределах всего

разреза, за исключением осадков нижнего ордовика, трансгрессивные накопления характеризуются повышением содержания кварца, что мы связываем с увеличением зрелости пород. Соответственно в разрезе фиксируется восемь уровней, породы которых имеют противоположную вышеотмеченной характеристику — увеличивается количество доломита и терригенной составляющей, возрастает значение коэффициента концентрации стронция, появляются скопления целестина и флюорита. Описанные парагенетические ассоциации определяют регрессивные этапы развития региона.

Собранные, обобщенные и всесторонне проанализированные материалы позволяют прийти к однозначному выводу, что рассмотренная карбонатная толща отчетливо подразделяется на ряд осадочных циклов, границы которых мы намечаем от одной парагенетической ассоциации пород максимума трансгрессии до другой. Если не учитывать несколько аномальное распределение кварца в осадках нижнего ордовика, то обоснованные выше осадочные циклы соответствуют осадочным сериям.

В процессе исследований было установлено, что кора выветривания формируется не столько на трансгрессивных этапах развития, сколько в самом начале регрессивных. В это время еще к слабо поднимающейся суше прилегают значительные пространства освобожденного от воды морского дна. Известно, что в условиях выровненного рельефа на континенте даже относительно небольшие по амплитуде поднятия приводят к осушению значительных пространств. На них, равно как и в пределах устойчивой суши, в обстановке усилившегося, благодаря поднятию, дренажа, при прочих благоприятных условиях, особенно энергично формируется структурный элювий и происходит его размыв. Этот процесс будет продолжаться до тех пор, пока энергия эрозии не превысит энергию элювиообразования. Таким образом, формирование коры выветривания во времени часто совпадает с началом регрессии, а воды наступающей очередной морской трансгрессии перемывают кору выветривания, переотложенные продукты которой оказываются в основании трансгрессивных отложений. Мы полагаем, что такой характер развития объясняет как бы аномальное положение в разрезе нижнего ордовика пород относительно высокой зрелости.

Теоретическое обоснование и методика выделения осадочных серий изложены в ряде опубликованных работ (Казаринов, 1958, 1962; Казаринов, Бгатов и др., 1969; Бгатов, Казаринов, 1960, 1962, 1963, 1965; Бгатов, 1961, 1965 и др.) и частично рассмотрены в начале данной работы. Осадочную толщу, заключенную между двумя горизонтами, сложенными максимально зрелыми для каждого изучаемого разреза породами, мы называем осадочной серией. В тектоническом отношении она соответствует времени от одного до другого минимума активности; в геоморфологическом — от одного до другого максимума выравнивания; в геохимическом — от одного до другого максимума выветривания в областях денудации. Переходные зоны между осадочными сериями соответствуют смене режимов осадконакопления.

С этих позиций в пределах ордовика и силура Сибирской платформы переходными горизонтами между осадочными сериями являются нижнечуньские (условно), позднечуньские — раннекривошукские, раннемангазейские, долборские, ландоверийские, средневенлокские, ранне-лудловские. Этим уровням соответствовали эпохи относительного выравнивания континентов, где в условиях благоприятного климата протекали процессы сравнительно интенсивного химического выветривания. В разрезах фиксируются отвечающие им горизонты элювия и переотложенных продуктов коры выветривания. В окраинных частях бас-

сейнов седиментации некоторым из этих уровней соответствуют скопления фосфоритов.

Выделение осадочных циклов (серий) имеет большое практическое значение, поскольку оно ориентирует исследователя на выявление эпох развития древних кор выветривания, а следовательно, и на выявление рудных горизонтов, перспективных на целый ряд полезных ископаемых, генетически с ними связанных. В породах, формирующих срединные горизонты осадочных серий, локализуются полезные ископаемые, генетически не связанные с формациями коры выветривания. Важно отметить также, что выделение седиментационных циклов различными взаимно контролируемыми методиками имеет большое значение для корреляции разрезов, а следовательно, облегчает выбор срезов для построения литолого-палеогеографических, а на их основе прогнозных карт.

Выделение осадочных циклов типа серий позволило в пределах разработанной для Сибирской платформы стратиграфической схемы сопоставить разрозненные разрезы. Появилась возможность говорить об общих для всего региона закономерностях литогенеза. Проведенная литологическая корреляция разрезов позволила построить литолого-палеогеографические карты по всей северо-западной части платформы для весьма узких стратиграфических интервалов. Такие карты, отражающие большой аналитический материал, приобретают существенное прогнозное значение, так как характеризуют либо трансгрессивную, либо регрессивную части серий. А как мы уже показали, эти части коренным образом отличаются друг от друга по комплексу связанных с ними полезных ископаемых. Палеогеографические и литолого-фациальные карты, составленные для платформы нашими предшественниками, охватывали слишком большие стратиграфические интервалы и вследствие этого соединяли в едином плане совершенно разные парагенетические ассоциации, благодаря чему имели только приблизительное прогнозное значение. При том уровне литологической изученности осадков иначе поступить было и нельзя. Составленные нами (Бгатов, Марков, Матухина, Ремпель, 1969, 1970) литолого-палеогеографические карты сыграли также существенную роль в расшифровке структурного плана северо-западной части Сибирской платформы. Поверхность фундамента платформы, построенная по геофизическим, главным образом аэромагнитным данным, наследуется структурами чехла. Система поднятий в центральной части Тунгусской синеклизы отражается на палеогеографических схемах ордовика и силура как архипелаг островов. Эти поднятия фиксируются только на картах, построенных для регрессивных этапов развития региона; на картах, отражающих трансгрессивные этапы, поднятия погребены под морскими осадками, что лишний раз свидетельствует о циклическом характере литогенеза. Однако главный вывод, вытекающий из этих закономерностей, заключается в наследственном плане развития структур чехла платформы. Этот вывод имеет весьма важное значение для прогнозирования на нефть и газ и для планирования соответствующих геологопоисковых работ. С этой точки зрения особенно интересной территорией является центральная часть Тунгусской синеклизы, где располагается Центрально-Тунгусская зона поднятий (Тембенчинский архипелаг островов). Как известно, с древними поднятиями, располагающимися в центральных частях депрессий, связаны крупные месторождения нефти и газа. Увеличение песчаного материала в породах по направлению к поднятиям свидетельствует об улучшении их коллекторских свойств.

Литолого-палеогеографические карты для узких стратиграфических интервалов ордовика и силура с учетом всей полученной информации о

закономерностях изменения вещественного состава во времени и пространстве позволяют определить конкретные стратиграфические зоны и районы поисков осадочных полезных ископаемых таких, как целестин, флюорит, фосфорит, кобальт и некоторые другие.

Проделанной работой далеко не исчерпываются вопросы для дальнейших исследований. Уже сейчас нами проводится изучение закономерностей поведения в ордовикских и силурийских отложениях таких элементов, как медь, свинец, цинк и других, вероятность концентраций которых, в том числе и промышленных, здесь велика. Необходимы исследования и по дальнейшему уточнению выделенных циклов седиментации, в частности, по изучению глинистой составляющей карбонатных осадков. Планируется также составление литолого-палеогеографических и прогнозных карт для всей территории Сибирской платформы. Проведенные исследования позволили сформулировать программу дальнейших литолого-геохимических исследований пород нижней части чехла Сибирской платформы.

ЛИТЕРАТУРА

- Абушик А. Ф.** О находке *Coelospira hemisphaerica* (Sov.) в силурийских отложениях Сибирской платформы. Вестник ЛГУ, 1954, № 4.
- Абушик А. Ф.** Силурийские остракоды Сибирской платформы. Тр. ВСЕГЕИ, нов. сер., т. 39, вып. 6, 1960.
- Абушик А. Ф., Ивановский А. Б.** О границе нижнего и верхнего силура на севере Сибирской платформы. ДАН СССР, т. 153, 1963, № 1.
- Акульшина Е. П.** Глинистые минералы в отложениях палеозоя рр. Курейки и Горбичин. Тр. СНИИГГИМСа, вып. 16, 1962.
- Акульшина Е. П., Бгатов В. И., Казаринов В. П., Косолобов Н.И.** Закономерности осадконакопления в девоне и нижнем карбоне Южно-Минусинской котловины. Тр. СНИИГГИМСа, вып. 12, 1960.
- Акульшина Е. П., Конторович А. Э.** Малые элементы в палеозойских породах района р. Курейки. Тр. СНИИГГИМСа, вып. 16, Гостоптехиздат, 1962.
- Андреева О. Н.** Нижнеордовикские отложения севера Сибирской платформы. Тр. ВСЕГЕИ, т. 129, 1967.
- Андрусенко Н. И.** Гидротермальный целестин из бассейна р. Нижней Тунгуски. Тр. ВНИИП, т. II, вып. 1, 1958.
- Арсеньев А. А., Иванова В. А.** К стратиграфии палеозоя и мезозоя среднего течения р. Вилюй. Вопросы геологии Азии. Изд. АН СССР, 1954.
- Архангельский А. Д.** К вопросу о происхождении некоторых осадочных кремнистых пород СССР. Избранные труды, т. II, 1954.
- Бгатов В. И.** О границах осадочных серий. В кн.: «Осадочные серии палеозоя Сибири». Тр. СНИИГГИМСа, вып. 16. Гостоптехиздат, 1962.
- Бгатов В. И., Еникеева Л. Г.** Осадочные серии нижнего течения бассейна р. Горбичин. В кн.: «Осадочные серии палеозоя Сибири». Тр. СНИИГГИМСа, вып. 16. Гостоптехиздат, 1962.
- Бгатов В. И., Казаринов В. П.** (редакторы). Литолого-формационный метод изучения осадочных толщ. Уч. записки СНИИГГИМСа, Новосибирск, 1962.
- Бгатов В. И., Казаринов В. П.** Методика изучения опорных разрезов для составления литолого-палеогеографических карт Сибири. В кн.: «Методы составления литолого-фациальных и палеогеографических карт». Изд. СО АН СССР, Новосибирск, 1963.
- Бгатов В. И., Кашенко С. А.** Новые данные по стратиграфии нижнепалеозойских отложений в бассейне среднего течения р. Маймечи. Тр. НИИГА, вып. 136, 1963.
- Бгатов В. И.** Методические указания к определению зрелости пород по обломочным компонентам. СНИИГГИМС, Новосибирск, 1965.
- Бгатов В. И., Казаринов В. П.** Осадочные серии как основные органы циклического развития седиментации. «Советская геология», 1965, № 10.
- Бгатов В. И.** Закономерности размещения целестина в палеозое Сибири. «Геология и геофизика», 1966, № 4.
- Бгатов В. И.** Стронций в палеозойских отложениях Сибирской платформы. «Советская геология», 1966, № 4.
- Бгатов В. И.** Некоторые закономерности в локализации фосфоритов. Тр. ВСЕГЕИ, т. 46, 1966.
- Бгатов В. И., Казаринов В. П., Матухин Р. Г., Нестеровский В. С.** О перспективах калленосности девонских отложений севера Сибирской платформы. «Геология и геофизика», 1967, № 4.
- Бгатов В. И., Резапова Н. М.** Пути решения вопросов генезиса пластовых фосфоритов. Тр. ВСЕГЕИ, т. 46, 1966.

Бгатов В. И., Герасимов Е. К., Дивина Т. А. Фосфоритоносность верхнепалеозойских и нижнемезозойских отложений Северного Хараулаха. «Советская геология», 1967, № 5.

Бгатов В. И. Об одной особенности в распределении бокситов. Тр. СНИИГИМСа, вып. 58, 1967.

Бгатов В. И., Матухин Р. Г. Флюорит в ордовикских и силурийских отложениях Сибирской платформы. «Литология и полезные ископаемые», 1967, № 1.

Бгатов В. И., Матухина В. Г. Целестин и флюорит в нижнем ордовике в долине р. Мойерокан. Тр. СНИИГИМСа, вып. 46, 1967.

Бгатов В. И., Малюшко Л. Д., Матухина В. Г. Литолого-геохимическая характеристика ордовикских и силурийских отложений в бассейне р. Кулюмбе. Тр. СНИИГИМСа, вып. 46, Новосибирск, 1967.

Бгатов В. И., Матухина В. Г. Закономерности осадконакопления в ордовике и силуре северо-западной части Сибирской платформы. Тр. СНИИГИМСа, вып. 52, 1969.

Бгатов В. И., Марков Е. П., Матухина В. Г., Ремпель Г. Г. Палеогеография северо-запада Сибирской платформы в ордовике. Тр. СНИИГИМСа, вып. 98, Новосибирск, 1969.

Бгатов В. И., Марков Е. П. и др. Палеогеография северо-запада Сибирской платформы в силуре. Тр. СНИИГИМСа, вып. 106, Новосибирск, 1970.

Безруков П. Л., Лисицин А. П., Петелин В. П., Скорнякова Н. С. Карта донных осадков мирового океана. В кн.: «Современные осадки морей и океанов». Изд. АН СССР, 1961.

Белоусов В. В. Основные вопросы геотектоники. Госгеолтехиздат, 1954.

Бетехтин А. Г. Минералогия. Госгеолтехиздат, М., 1950.

Боголепов К. В., Шевцов А. П. К вопросу о тектоническом строении области сопряжения Западно-Сибирской плиты и Сибирской платформы. В кн.: «Тектоника Сибири», т. 1, 1962.

Бойцова И. Н., Старицкий Ю. Г. Рельеф фундамента Сибирской платформы. «Советская геология», 1965, № 10.

Бондарь В. Г. О месторождении целестина, связанном с гидротермальной деятельностью траппов на территории Сибирской платформы. Зап. Всес. Мин. общ-ва, вып. 2, 1959.

Бурков В. В., Подпорина Е. К. Стронций. Изд. АН СССР, М., 1962.

Бушинский Г. И. Условия накопления сидеритов, вивианитов и бурых железняков в болотах Белоруссии. БМОИП, отд. геол., 21, вып. 3, 1946.

Бушинский Г. И. О выветривании фосфоритов. В кн.: «Памяти акад. А. Д. Архангельского». Изд. АН СССР, 1951.

Бушинский Г. И. О происхождении морских фосфоритов. «Литология и полезные ископаемые», 1966, № 3.

Бушинский Г. И. Древние фосфориты Азии и их генезис. Тр. ГИН АН СССР, вып. 149, 1966.

Вассоевич Н. Б. Текстура осадочных горных пород. В кн.: «Справочное руководство по петрографии осадочных пород», т. 1, Гостоптехиздат, 1958.

Виноградов А. П. Геохимия живого вещества. Изд. АН СССР, 1932.

Виноградов А. П. Химический элементарный состав организмов моря. Тр. Биохимической лаборатории АН СССР, т. III, 1935; т. V, 1937; т. VI, 1944.

Виноградов А. П. Введение в геохимию океана. М., «Наука», 1967.

Виноградов А. П., Боровик-Романова Т. Ф. К геохимии стронция. Докл. АН СССР, 1945, № 5.

Виноградов А. П. Геохимия редких и рассеянных химических элементов в почвах. Изд. АН СССР, 1957.

Виноградов А. П. Средние содержания химических элементов в главных типах изверженных горных пород земной коры. «Геохимия», 1962, № 7.

Виноградов А. П., Ронов А. Б. Эволюция химического состава глин Русской платформы. «Геохимия», 1956, № 2.

Вистелиус А. Б. О необходимом числе зерен, подсчитываемых при иммерсии. Зап. Всес. Мин. общ-ва, 4, XXX, 1951, № 3.

Вишняков С. Г. Карбонатные породы и полевое исследование их пригодности для известкования почв. В кн.: «Карбонатные породы Ленинградской области, Северного края и Карельской АССР», вып. 1, ОНТИ, 1933.

Водорезов Г. И., Варламов Н. П., Мухоменов М. А. Ашинское месторождение фосфоритов в Приуралье. В кн.: «Вопросы геологии агрохимических руд». Изд. АН СССР, 1956.

Волосатов А. А., Польшкин Я. И. Геологическое строение бассейнов нижнего и среднего течения рек Маймечи и Котуя. Изд-во Главсевморпути. Тр. НИИГА, т. 47, 1952.

Востокова В. А. Ордовикские и силурийские гастроподы Сибирской платформы. Тр. ВСЕГЕИ, нов. сер., т. 75, 1962.

Геология Сибирской платформы. М., «Недра», 1966.

Герасимов Е. К., Родин Р. С., Шматко А. В. К вопросу о происхождении фосфоритов. Тр. ВСЕГЕИ, вып. 46, 1966.

Герасимов Е. К., Марков Е. П. О предкривоуловской коре выветривания в бассейне р. Подкаменной Тунгуски. В печати, план 1968 г.

Гиммельфарб Б. М. Закономерности геотектонического размещения фосфоритных месторождений в СССР. В кн.: «Закономерности размещения полезных ископаемых», т. 1. Изд-во АН СССР, 1958.

Гиммельфарб Б. М. Закономерности размещения месторождений фосфоритов СССР и их генетическая классификация. М., «Недра», 1965.

Гинзбург И. И. Геохимия и геология древней коры выветривания на Урале. Тр. ГИН, вып. 81, сер. Урал. компл. экспед. АН СССР (2), 1947.

Гинзбург И. И. Кора выветривания, ее диагностические признаки и ее значение в фаціальном анализе. В кн.: «Методы изучения осадочных пород», т. II, Госгеолтехиздат, 1957.

Гинзбург И. И. Типы древних кор выветривания, формы их проявления и классификация. В кн.: «Кора выветривания», № 6, Изд. АН СССР, 1963.

Голованов Н. П. Новые данные по стратиграфии ордовикских сложенных в районе среднего течения реки Маймечи (север Сибирской платформы). Инф. бюлл. Ин-та геол. Арктики, вып. 19, 1960.

Гольберг И. С. О границе ордовика и силура в центральной части севера Сибирской платформы. Доклады и статьи НТО нефт. и газ. промысл. при ВНИГРИ. Геология и геохимия, сб. 3 (IX), 1960.

Горецкий Ю. К. Томь-Чумышское месторождение фосфоритов. Вест. ЗСГУ, 1944, № 3.

Гришин М. П., Пятницкий В. К., Ремпель Г. Г. Строение фундамента Сибирской платформы. Тр. СНИИГИМСа, вып. 63, 1967.

Данбар К., Роджерс Дж. Основы стратиграфии. Изд-во ИЛ, М., 1962.

Даценко В. А., Зинченко А. П., Рябкова М. С. Новые данные по стратиграфии нижнего палеозоя и силура северо-запада Сибирской платформы и рудопроявления в бассейне р. Сухарихи. Фонды НИИГА, 1961.

Дмитриенко О. И., Павлова Г. А. О химии фосфора в море. Тр. ин-та океанологии т. IV. Проблемы химии моря. Изд. АН СССР, 1962.

Доминиковский В. Н., Драгунов В. И., Либрович В. Л. Фаціальные особенности фосфоритносности Сибирской платформы. «Советская геология», 1962, № 9.

Драверт П. Л. Определитель важнейших минералов Сибири с указанием их месторождений. Тр. Зап. Сиб. отд. Русск. геогр. общ-ва, вып. 3, Омск, 1922.

Драверт П. Л. Месторождения целестина в Якутской автономной области. Тр. Сиб. сельск.-хоз. акад., т. IV, Омск, 1925.

Драгунов В. И. Геологическое строение южной части западного обрамления Тунгусской синеклизы. Матер. по геол. и пол. ископ. Сиб. платформы. Тр. ВСЕГЕИ, нов. сер., вып. 23, Л., 1959.

Драгунов В. И., Либрович В. Л., Матухина В. Г., Немцев В. Л. Фосфатопроявления в нижнепалеозойских отложениях северо-запада Средне-Сибирского плоскогорья. Тр. ВСЕГЕИ вып. 45, т. 146, Л., 1966.

Елгышева Р. С. Ордовикские и силурийские криноидеи Сибирской платформы. Биостратиграфия палеозоя Сибирской платформы. Нов. сер., т. 40. Ордовик и силур, вып. 3, Госгеолтехиздат, 1960.

Еникеева Л. Г., Марков Е. П. Закономерности фосфатонакопления в ордовике и силуре бассейна р. Катанга (Подкаменная Тунгуска). Тр. СНИИГГИМСа, вып. 34, ч. II, Новосибирск, 1965.

Зайцев Н. С. О тектонике южной части Сибирской платформы. Вопросы геологической Азии, т. I. Изд. АН СССР, 1954.

Зегебарт Д. К. Геология и проблемы нефтегазоносности правобережья р. Енисей от устья Подкаменной Тунгуски до устья р. Дудинки. Тр. ин-та нефти АН СССР, 1952.

Зинченко А. П., Матухина В. Г. Силурийские отложения Южно-Пясинской площади Норильского района. «Геология и геофизика», 1966, № 3.

Иванов А. И., Милашева Г. В. О стратиграфическом положении кындынской свиты и ее расчленении в бассейне нижнего течения р. Котуя. Сб. стат. по палеонтол. и биостратигр., вып. 16. Изд-во ин-та геол. Арктики. 1959.

Ивановский А. Б. К вопросу о стратиграфическом положении нижнелудловского подъяруса в пределах западной части Сибирской платформы. ДАН СССР, т. 125, 1959, № 3.

Ивановский А. Б. К вопросу о стратиграфическом расчленении ордовика и силура по ругозам. ДАН СССР, т. 145, 1962.

Ивановский А. В. Ругозы ордовика и силура Сибирской платформы. Изд. АН СССР, 1963.

Казаков А. Б. Фосфоритные формации и генезис фосфоритов. Тр. НИУИФ, вып. 142, ОНТИ, 1937.

Казаков А. В. Фосфатные фации. Происхождение фосфоритов и геологические факторы формирования месторождений. Тр. НИУИФ, вып. 45, ГОНТИ, 1939.

Казаков А. В. Геотектоника и формирование фосфоритных месторождений. Изв. АН СССР, сер. геол., 1950, № 5.

Казаков А. В. Фторапатитовая система равновесий в условиях образования осадочных пород. Тр. ГИН АН СССР, вып. 114, 1950.

- Казанский Ю. П.** Распределение обломочных минералов тяжелых фракций в мезозое юго-восточной окраины Западно-Сибирской низменности. Тр. ВНИГРИ, вып. 124, 1958.
- Казанский Ю. П.** О распределении реликтовых минералов в профиле каолиновой коры выветривания. Изв. высших учебных заведений, сер. «Геол. развед.», 1959, № 8.
- Казанский Ю. П., Бгатов В. И., Казаринов В. П.** О роли выветривания в осадко-накоплении. Тр. СНИИГГИМСа, вып. 66, 1967.
- Казанский Ю. П., Соколова М. Ф.** Каолинитовые минералы в меловых отложениях Среднего Приобья. «Геология и геофизика», 1961, № 11.
- Казанский Ю. П., Казаринов В. П., Резапова Н. М.** Развитие идей А. Д. Архангельского о происхождении кремнистых пород. «Геология и геофизика», 1965, № 9.
- Казаринов В. П.** Фазы и фации структурного элювия. Вестник ЗСГУ, № 3, Томск, 1948.
- Казаринов В. П.** Мезозойские и кайнозойские отложения Западной Сибири. М., Гостоптехиздат, 1958.
- Казаринов В. П.** Западно-Сибирская низменность — новая рудная провинция Советского Союза. «Советская геология», 1960, № 2.
- Казаринов В. П.** Осадочные комплексы Западной Сибири. «Советская геология», 1960, № 8.
- Казаринов В. П.** Теория и практика литолого-формационного метода. «Советская геология», 1965, № 8.
- Казаринов В. П., Бгатов В. И.** Осадочные серии и полезные ископаемые Сибири. В кн.: «Вопросы металлогении». М., «Недра», 1966.
- Казаринов В. П., Яншин А. Л.** Перспективы поисков фосфоритов и калийных солей в Сибири и на Дальнем Востоке. «Геология и геофизика», 1961, № 10.
- Казаринов В. П., Бгатов В. И., Гурова Т. И. и др.** Выветривание и литогенез. М., «Недра», 1969.
- Калинко М. К.** История геологического развития и перспективы нефте-газоносности Хатангской впадины. Тр. НИИГА, т. 104, 1959.
- Катченков С. М.** Малые химические элементы в осадочных породах и нефтях. Тр. ВНИГРИ, вып. 143, Госгеолтехиздат, 1959.
- Кириченко Г. И.** К стратиграфии отложений нижнего палеозоя бассейна р. Подкаменной Тунгуски. Тр. ВСЕГЕИ, вып. 1, 1950.
- Коробов Д. С.** О роли стронция в карбонатных породах как индикаторе солёности древних водоемов. Уч. зап. Саратовского ун-та, т. 74, 1960.
- Косолюбов Н. И.** Коэффициент выветрелости как одна из методик выделения осадочных серий. В кн.: «Осадочные серии палеозоя Сибири». Тр. СНИИГГИМСа, вып. 16, Гостоптехиздат, 1962.
- Косолюбов Н. И.** Осадочные серии девона некоторых районов Саяно-Алтайской складчатой области. «Геология и геофизика», 1963, № 10.
- Кравцов А. Г., Лившиц Ю. Я.** Новые данные по стратиграфии палеозойских отложений района верховьев р. Рыбной, Тр. НИИГА, т. 133, вып. 1, 1963.
- Краевский Б. Г., Винкман М. К., Гинцингер А. Б. и др.** К вопросу о фосфатонности позднекембрийских отложений юго-востока Кузнецкого Алатау. Сб. фосфориты Западной Сибири. М., «Недра», 1965.
- Красильникова Н. А.** О находке фосфоритов в девонских отложениях на р. Курейке. ДАН СССР, т. 114, 1957.
- Красильникова Н. А., Смирнов А. И.** Об ордовикских фосфоритах Сибирской платформы. Тр. ГИГХС, вып. 2, 1955.
- Красильникова Н. А.** Фосфориты Катангского бассейна. Тр. ГИГХС, вып. 5, 1959.
- Красильникова Н. А., Шмелькова Ю. Ф., Гуревич Б. Г., Оболенская Г. А.** Прогнозная оценка фосфоритонности районов Сибири и Дальнего Востока. «Советская геология», 1961, № 9.
- Красильникова Н. А., Смирнов А. И.** Перспективность поисков фосфоритов в древнепалеозойских отложениях Сибирской платформы. В сб.: «Геология месторождений», вып. 7, Гостехиздат, 1962.
- Кропоткин П. Н.** Геологическое строение Австралии. БСЭ.
- Кукчев А. И.** О генезисе вольских пластовых фосфоритов. Уч. зап. СГУ, вып. геол., т. 74. Изд-во Саратовского ун-та, 1960.
- Крылов А. Я., Лисицин А. П., Силин Ю. И.** Значения органо-калийного отношения в океанических илах. Изд. АН СССР, сер. геол., 1961, № 3.
- Лазаренко А. А.** Литология аллювия равнинных рек гумидной зоны (на примере Днепра, Десны, Оки). Тр. ГИН АН СССР, вып. 120, 1964.
- Лизалек Н. А.** Вторичные изменения девонских пород Южно-Минусинской котловины. «Геология и геофизика», 1963, № 7.
- Логвиненко Н. В., Лазаренко А. А.** О минералогическом составе аллювиальных отложений среднего и нижнего Днепра и его притоков. БМОИП, отд. геол., т. XXXVII, (4), 1962.
- Лопушинская Т. В.** Строфомениды силура Сибирской платформы. В кн.: «Новые данные по биостратиграфии нижнего палеозоя Сибирской платформы». М., «Наука», 1967.

Лопушинская Т. В., Советов Ю. К. Силурийские отложения р. Кунтыкахи. В кн.: «Новые данные по биостратиграфии нижнего палеозоя Сибирской платформы». М., «Наука», 1967.

Лопушинская Т. В. Брахиоподы и стратиграфия силурийских отложений северо-запада Сибирской платформы. Автореф. канд. дисс. Томск, 1968.

Максимова З. А. Трилобиты ордовика и силура Сибирской платформы. Тр. ВСЕГЕИ, нсв. сер., т. 76, 1962.

Малиновский Ю. М. Трансгрессии и климат. Бюлл. МОИП, отд. геол., № 6, 1961.

Малич Н. С. Генезис структур бассейнов рек Подкаменной Тунгуски и Бахты. Матер. по геол. и пол. ископ. Сибирской платформы. Тр. ВСЕГЕИ, нов. сер., вып. 44, 1960.

Марков Е. П. О границе ордовика и силура на Сибирской платформе. Материалы конференции молодых ученых. Новосибирск, 1961.

Марков Е. П. О фациальной зональности бассейна р. Подкаменной Тунгуски в раннем ордовике. Тр. СНИИГГИМСа, вып. 34, 1965.

Марков Е. П. К стратиграфии нижнего ордовика в бассейне р. Подкаменной Тунгуски. «Геология и геофизика», 1966, № 1.

Марков Е. П. О наддолборских слоях верхнего ордовика в бассейне р. Подкаменной Тунгуски. В кн.: «Стратиграфия палеозоя средней Сибири». М., «Наука», 1967.

Марков Е. П. Ордовик и ранний силур юго-запада Тунгусской синеклизы (стратиграфия, фацис, палеогеография). Тр. СНИИГГИМСа, вып. 85. Л., «Недра», 1970.

Малюшко Л. Д., Матухина В. Г. Литолого-геохимическая характеристика силурийских отложений долины р. Норилки. «Литология и полезные ископаемые», 1966, № 4.

Матухина В. Г. Фосфатопоявления в ордовикских и силурийских отложениях долины р. Норилка. Тр. СНИИГГИМСа, вып. 34, ч. II, Новосибирск, 1965.

Матухина В. Г. Карбонатные породы силура Южно-Пясинской площади Норильского района. Тр. СНИИГГИМСа, вып. 34, ч. II, Новосибирск, 1965.

Микуцкий С. П. Стратиграфия доверхнепалеозойских отложений приенисейской части Сибирской платформы. Тр. СНИИГГИМСа, вып. 13, 1960.

Микуцкий С. П., Баженова Т. К. и др. Геологическое строение и перспективы нефть-газоносности северо-запада Сибирской платформы. Тр. СНИИГГИМСа, вып. 28, 1963.

Микуцкий С. П., Петраков В. У. К стратиграфии силурийских отложений Сибирской платформы. Материалы по геологии Западной Сибири, вып. 63, Изд-во Томского ун-та, 1962.

Миллер Р. и Дж. Кан. Статистический анализ в геологических науках. М., «Мир», 1965.

Мирошников Л. Д. К вопросу о происхождении граптолитовых сланцев. Изд. АН СССР, сер. геол., 1956, № 7.

Мирошников Л. Д. О происхождении граптолитовых сланцев платформенных областей. Вестник ЛГУ, № 18, 1958.

Мирошников Л. Д., Кравцов А. Г., Щеглова О. С. Схема стратиграфии нижнего и среднего палеозоя северо-западной окраины Сибирской платформы. ДАН СССР, т. 126, 1959, № 2.

Мирошников Л. Д. К геологии доюрского фундамента в северо-восточной части Западно-Сибирской низменности. «Геология и геофизика», 1960, № 4.

Мирошников Л. Д., Щеглова О. С. Фосфориты Норильского района. Тр. НИИГА, т. 114, вып. 14, 1960.

Моор Г. Г., Кордилов А. А., Кабанов П. Н. Геологический очерк северных окраин Сибирской платформы (бассейн правых притоков р. Хеты). Тр. Горно-геол. упр., 14, 1941.

Мягкова Е. И., Никифорова О. И., Высоцкий А. А., Ивановский А. Б. Стратиграфия ордовикских и силурийских отложений долины реки Мойеро. Изд. АН СССР, 1963.

Накорякова В. Д. Строение домезозойского фундамента платформы. «Геология и геофизика», 1961, № 3.

Наливкин Д. В. Учение о фациях. тт. I, 2, Изд. АН СССР, 1955—1956.

Нехорошева В. П. Ордовикские и силурийские мшанки Сибирской платформы. Тр. ВСЕГЕИ, т. 41, вып. 2, 1961.

Никифорова О. И. Новые данные по стратиграфии и палеогеографии ордовика и силура Сибирской платформы. Материалы ВСЕГЕИ, нов. сер., вып. 7, 1955.

Никифорова О. И. Типы осадков ордовикских и силурийских отложений, их особенности и корреляции. Тр. Межведомств. стратиграф. сов. по северо-востоку СССР, Магадан, 1959.

Никифорова О. И., Обут А. М. Стратиграфия и палеогеография силурийских отложений СССР. Стратиграфия и корреляции ордовика и силура. Международный геол. конгресс, 21 сессия, проблема 7, 1960.

Никифорова О. И., Андреева О. Н. Стратиграфия и палеогеография ордовика Сибирской платформы. Стратиграфия и корреляция ордовика и силура. Международный геол. конгресс, 21 сессия, проблема 7, 1960.

Никифорова О. И., Андреева О. Н. Стратиграфия ордовика и силура Сибирской платформы и ее палеонтологическое обоснование (брахиоподы). Биостратиграфия палеозоя Сибирской платформы. Вып. 1, Тр ВСЕГЕИ, нов. сер., т. 53, 1961.

Николаев В. А. Торфовиваниты, где и как их искать. Изд-во Зап.-Сиб. филиала АН СССР, 1947.

Обручев С. В. Тунгусский бассейн (южная и западная части), в 2-х томах. Тр. ВГРО, вып. 164, 1932; вып. 178, 1933.

Обут М. А. Граптолитовые сланцы силура и связанные с ними нефтепроявления в Средней Азии. Геология и геохимия (доклады и статьи), ВНИГРИ, НТО нефтяников, Л., 1957, № 1 (7).

Орлова Е. В. Фосфатоносные отложения зарубежных стран. Мин. ресурсы зарубежных стран, вып. 19, 1951.

Орлова Е. В., Первушин С. А., Сырова-Маркова Е. И. и др. Минеральные ресурсы стран Африки. Госгеолтехиздат, 1950.

Оффман П. Е. О строении центральной части Сибирской платформы. Изв. АН СССР, сер. геол., № 11, 1956.

Оффман П. Е. Тектоника и вулканические трубки центральной части Сибирской платформы. Тектоника СССР, т. 4. Изд. АН СССР, 1959.

Перельман А. И. Ряды миграции химических элементов в коре выветривания. ДАН СССР, сер. геол., 1956, № 11.

Перельман А. И. Геохимия ландшафта. География, 1961.

Петраков В. У. Стратиграфия нижнего палеозоя Туруханского района. «Геология и геофизика», 1964, № 4.

Петраков В. У. Стратиграфия, фации и нефтегазоносность нижнепалеозойских отложений Туруханского района. Автореф. канд. дисс. Томск, 1966.

Петров В. П. Основы учения о корях выветривания. М., «Наука», 1967.

Петровский А. Д. Условия образования граптолитовых сланцев на Южном Урале. ДАН СССР, т. 169, 1966, № 4.

Писарчик Я. К. Литология и фации кембрийских отложений Иркутского амфитеатра в связи с нефтегазоносностью и соленостью. Гостоптехиздат, 1963.

Полынов Б. Б. Кора выветривания. Изд. АН СССР, М., 1934.

Попов В. И., Макарова С. Л., Станкевич Ю. В., Филиппов А. А. Руководство по определению осадочных фациальных комплексов и методика фациально-палеогеографического картирования. Гостоптехиздат, Л., 1963.

Предтеченский Н. Н., Янов Э. Н. Методы анализа цикличности осадконакопления в осадочные серии девона Саяно-Алтайской области. «Геология и геофизика», 1963, № 10.

Преображенский И. А. Аутигенные полевые шпаты в девонских песчаниках Тимана. Тр. ГИН АН СССР, вып. 25, петрогр. сер., 1940, № 8.

Проводников Л. Я. Рельеф фундамента Сибирской платформы. ДАН СССР, т. 165, 1965, № 6.

Пустовалов Л. В. Петрография осадочных пород, тт. I, II. Гостоптехиздат, 1940.

Пустовалов Л. В. Вторичные изменения осадочных горных пород и их геологическое значение. Тр. ГИН АН СССР, вып. 5, 1956.

Пустовалов Л. В. О вторичных полевых шпатах. Тр. ГИН АН СССР, вып. 5, 1956.

Ратеев М. А. Закономерности размещения и генезис глинистых минералов в современных и древних морских бассейнах. Тр. ГИН АН СССР, вып. 112, 1964.

Ремпель Г. Г., Пятницкий В. К. Рельеф поверхности кристаллического фундамента Сибирской платформы. ДАН СССР, т. 172, 1967, № 5.

Риненберг Р. Е. Граптолиты и стратиграфия терригенных силурийских отложений в Южной Фергане (Тянь-Шань). Автореф. канд. дисс. Фрунзе, 1968.

Рожкова Е. В., Серебрякова И. Б., Маркова Т. В. О возможности осаждения фосфата кальция из вод морских бассейнов. Мин. сырье, вып. 6, 1962.

Розман Х. С., Фомин Ю. М. К биостратиграфии позднеордовикских отложений бассейна р. Подкаменной Тунгуски. Изв. АН СССР, сер. геол., 1967, № 3.

Розова А. В., Ядренкина А. Г. Биостратиграфия и брахиоподы верхнего кембрия и нижнего ордовика разреза р. Кулюмбе (Сибирская платформа). В кн.: «Новые данные по биостратиграфии нижнего палеозоя Сибирской платформы». М., «Наука», 1967.

Ронов А. Б., Мигдисов А. А. Соотношение нормальных (кларковых) и рудных концентраций глинозема в глинистых породах. Доклады советских геологов к VI Международному конгрессу по седиментологии. Госгеолтехиздат, 1960.

Ростовцев Н. Н. Западно-Сибирская эпипалеозойская платформа. Геологическое строение СССР, т. 3, Госгеолтехиздат, 1958.

Ростовцев Н. Н. Некоторые вопросы тектоники Западно-Сибирской низменности. «Геология и геофизика», 1966, № 1.

Рухин Л. Б. Основы литологии. Гостоптехиздат, М.-Л., 1953.

Рухин Л. Б. Основы общей палеогеографии. Гостоптехиздат, 1959.

Рухин Л. Б. Выветривание, перенос и отложение материала. В кн.: «Справочное руководство по петрографии осадочных пород». Гостоптехиздат, 1958.

Савицкий В. Е. и др. Стратиграфия синийских и кембрийских отложений северо-востока Сибирской платформы. Тр. ин-та геологии Арктики, т. 101, 1959.

Сигов А. П. К вопросу применения промышленного прогноза по терригенным компонентам. «Разведка и охрана недр», 1956, № 10.

Смилькстын А. О. Геология и геохимия фосфоритоносной кремнисто-карбонатной формации Алтае-Саянской складчатой области. Автореф. канд. дисс. Новосибирск, 1967.

Смилькстын А. О., Бгатов В. И., Герасимов Е. К., Казаринов В. П., Петров П. А., Светлицкий Н. И., Суховерхова М. В. Проблема фосфоритов Сибири. Тр. СНИИГГИМСа, вып. 1968.

Смирнов Л. П., Сафронов В. П. О расчленении кындынской свиты кембрия в бассейне среднего течения р. Маймечи. Инф. бюлл. ин-та геол. Арктики, вып. 20, 1960.

Смирнов А. И., Ивницкая Р. Б., Залавина Т. П. Предварительные результаты изучения системы $\text{CaO}-\text{P}_2\text{O}_5-\text{H}_2\text{O}$ в условиях, приближающихся к природным. Тр. ГИГХС, вып. 4, 1958.

Смирнов А. И. Особенности генезиса фосфоритов Каратауского типа. В сб.: «Геология месторождений фосфоритов». Госгортехиздат, 1962.

Соколов Б. С. Стратиграфические и зоогеографические особенности коралловой фауны силура западной окраины Сибирской платформы. ДАН СССР, т. 54, 1946, № 9.

Соколов Б. С. Силурийские кораллы запада Сибирской платформы. Вопр. палеонтологин, т. VI. АН СССР, 1951.

Соколов Б. С. К биостратиграфической характеристике табулят и гелиолитид ордовика и силура Сибирской платформы. ДАН СССР, т. 133, 1960.

Соколов Б. С. Основные вопросы додевонской стратиграфии Сибирской платформы. «Геология и геофизика», 1961, № 10.

Соколов Б. С. Основные вопросы стратиграфии ордовикских и силурийских отложений Средней Сибири. В кн.: «Стратиграфия палеозоя Сибири». М., «Наука», 1967.

Соколов Б. С., Тесаков Ю. И. Табуляты палеозоя Сибири. Изд. АН СССР, 1963.

Спандерашвили Г. И., Фосфориты Горной Шодрии. Сб.: «Фосфориты Западной Сибири». М., «Недра», 1965.

Спизарский Т. Н. Сибирская платформа. Геологическое строение СССР, т. 3, Тектоника. Госгеолтехиздат, 1958.

Спизарский Т. Н. Краткий очерк тектоники Сибирской платформы. Докл. на ежегодных чтениях памяти В. А. Обручева, I—V тт. Изд. АН СССР, 1961.

Страхов Н. М. О типах и генезисе доломитовых пород. Тр. ин-та геологин АН СССР, вып. 4, 1956.

Страхов Н. М., Борнеман-Старынкевич И. Д. О стронции, боре и броне в породах нижнепермской галогенной толщи Башкирского Приураля. В кн.: «Вопросы минералогии, геохимии и петрографии». Изд. АН СССР, 1946.

Страхов Н. М. Детали реконструкций физико-географической обстановки в древних морских водоемах. В кн.: «Методы изучения осадочных пород», т. 2, М., Госгеолтехиздат, 1957.

Страхов Н. М. Факты и гипотезы в вопросе об образовании доломитовых пород Изв. АН СССР, сер. геол., 1958, № 6.

Страхов Н. М. Основы теории литогенеза, т. I, II, III. Изд. АН СССР, 1960, 1962.

Страхов Н. М. Типы литогенеза и их эволюция в истории Земли. М., Госгеолтехиздат, 1963.

Сурков В. С. Тектоника юго-восточной части Западно-Сибирской низменности по геофизическим данным. В кн.: «Тектоника Сибири», т. 1, 1962.

Сухарина А. Н. Геологические особенности формирования кембро-силурийских отложений в Западной Сибири. Сб.: «Фосфориты Западной Сибири». М., «Недра», 1965.

Табацкий И. М., Чулахин А. Я. Новые данные о северо-западном глубинном продолжении Енисейского кряжа под мезозойским чехлом Западно-Сибирской плиты. В кн.: «Тектоника Сибири», т. 1, 1962.

Твенхофел В. Учение об образовании осадков. ОНТИ НКТП СССР, М.-Л., 1963.

Теодорович Г. И. Литология карбонатных пород палеозоя Урало-Волжской области. Изд. АН СССР, М.-Л., 1950.

Теодорович Г. И. Аутигенные минералы осадочных пород. Изд. АН СССР, М., 1958.

Тесаков Ю. И. О границе ордовика и силура в пределах Сибирской платформы. В кн.: «Новые данные по биостратиграфии нижнего палеозоя Сибирской платформы». М., «Наука», 1967.

Тесаков Ю. И., Шлунт Б. Р. Стратиграфия ордовикских и силурийских отложений междуречья Оленека и Моркоки (Сибирская платформа). В кн.: «Новые данные по биостратиграфии нижнего палеозоя Сибирской платформы». М., «Наука», 1967.

Турекьян К. К., Калп Д. Геохимия стронция. Сб.: «Геохимия редких элементов». ИЛ., 1959.

Ферсман А. Е. Избранные труды. т. III, Изд. АН СССР, 1950.

Фотиади Э. Э., Кузнецов Г. Ф. Новые представления о глубинном геологическом строении западной части Сибирской платформы по данным геофизических исследований и перспективы нефтегазоносности. Геология и геофизика, 1964, № 10.

Фотиади Э. Э., Будников В. И. Новые данные о наличии области древних погребенных поднятий в центральной части Тунгусской синеклизы Сибирской платформы. ДАН СССР, т. 179, 1958, № 4.

Фотиади Э. Э. Крупные черты тектонического строения Сибири в свете региональных геологических и геофизических данных. Тр. СНИИГГИМСа, вып. 57, 1967.

Фотиади Э. Э., Моисеенко Ф. С. Основные черты тектонической структуры Сибири и Дальнего Востока в свете геологических и геофизических исследований. «Геология и геофизика», 1964, № 12.

Халецкая О. Н. Расположение граптолитов как показатель условий отложения осадков. ДАН СССР, т. 173, 1967, № 1.

Харченко Г. И. Геологическое строение Южно-Пясинской площади. Тр. НИИГА, т. 36, 1963.

Хворова И. В. Ордовикская вулканогенно-сланцевая формация Уэльса. Тр. ГИН, вып. 141, 1965.

Хворова И. В. Атлас карбонатных пород среднего и верхнего карбона Русской платформы. М., Изд. АН СССР, 1958.

Ходак Ю. А. Вторичные минералы нижнекембрийских отложений Алданского района Якутской АССР. Тр. ГИН АН СССР, вып. 5, 1956.

Черкасов Г. Н. О переотложенных продуктах коры химического выветривания в породах кривокулоцкого яруса в нижнем течении р. Подкаменной Тунгуски. Тр. СНИИГГИМСа вып. 46, Новосибирск, 1967.

Шатский Н. С. О зональном и биполярном размещении глауконитовых формаций в верхнем мелу и эоцене. Бюл. МОИП, отд. геол., т. XXIX (5), 1954.

Шатский Н. С. Фосфоритоносные формации и классификация фосфоритовых залежей. В сб.: «Совещание по осадочным породам». Т. II, Изд. АН СССР, 1955.

Шатский Н. С. Тектоническая карта СССР и сопредельных стран. Масштаб 1 : 5 000 000, Госгеолтехиздат, 1957.

Шейнман Ю. М. О силурийских отложениях на севере Сибирской платформы. Докл. АН СССР, 54, 1946, № 9.

Шепард Ф. Земля под морем. М., «Мир», 1964.

Шутов В. Д., Муравьев В. И. О природе аутигенных альбитов карбонатных пород Зап. Всес. мин. общ-ва, вторая серия, часть 93, вып. 3, 1964.

Ядренкина А. Г. Распространение брахиопод в основных разрезах среднеордовикских отложений северо-запада Сибирской платформы. Тр. СНИИГГИМСа, вып. 34, 1965.

Ядренкина А. Г. Новые виды брахиопод из верхнекембрийских и ордовикских отложений северо-запада Сибирской платформы. Тр. СНИИГГИМСа, вып. 34, ч. I, 1965.

Ядренкина А. Г. Брахиоподы и стратиграфия верхнекембрийских и ордовикских отложений северо-запада Сибирской платформы. Автореф. канд. дисс. Томск, 1968.

Alam J. Wells. Recent Dolomite in the Persian Gulf. Nature, vol. 194, 1962.

Allen V. T., Johns W. D. Clay and clay minerals of New England and Eastern Canada. Bull. Geol. Soc. America, vol. 71, 1960, N 1.

Andel T. H., Postma H. Recent sediment of the Gulf of Paria. Verhandl. Koninkl. nederl. akad. wet. Afd. naturkunde, 1 reeks 1954, 20, № 5.

Biscuje P. E. Mineralogy and sedimentation of Recent Deep. Seu Clay in the Atlantic Ocean and Adjacent Seas and Oceans. Geological Society of Amer. Bull. 1965, v. 76, N 7.

Brinkmann R. Emanuel Kaysers Abriss der Geologie, 1—2, Stuttgart, 1948.

Grat D. L. Minor element distribution in sedimentary carbonata rocks. Geochimica et Cosmochimica Acta, vol. 26, 1962.

Griffin G. M. Regional clay mineral faciesproducts of weashering intensity and current distribution in the Northeastern Gulf of Mexico. Bull. Geol. Soc. Amerima, vol. 73, 1962.

Griffin G. M. Regional clay Mineral facies Products of Weathering Intensity and Current Distribution in the North east eastern Gulf of Mexico. The Geological Society of America Bull., vol. 73, 1962, № 6.

Ingerson Earl. Problems of the geochemistry Carbonata rock. Geochimica et Cosmochimica, Acta, vol. 26, 1962.

Johns W. D., Grim R. E. Clay mineral composition of recent sediments from the Mississipi Rivel Delta. I. Sedim. Petrol., vol. 28, 1958, № 2.

Mc. Kelvey V. E., Swanson R. W. and Sheldon R. P. The permian phosphate deposits of Western Nnited sttes. Cong. Geol. Int. C. R. XIX sess, deger, 1953.

Mc Kelvey and others. The Phosporia, Park City and others. The Phosphoria, Park City and Shedhorn Formations in the Western Phosphate Field. Washington, 1959.

Krusch P. Über das Vorkommen und die Entstehung der Wiesenarz. Zs. Deusch. Geol. 1922.

Mooreyl. Z. Botton sediment Studies Buzzards Bay Massachu setts. Journ. of Sedimentary Petrology, vol. 33, 1963, № 3.

Ramsay W. Orogenesis and klima. Ofversingt of Finska Vatenkaps Soc. Forh., 52, 1910.

Spjeldnes Niis. Ordovician climaticzones Roprint flom Norsk Geologisk Tidss kriff, vol. 41, pt. 1, 1961.

Weaver C. E. The clay petrology of sediments. Proc. 6th Nat. Confer. Clay Saud clay Minerals. London, 1959.

William H. Taft. Authigenic Dolomite in Modern Carbonate Sediments along the southern Coats of Florida. Science, vol. 134, 1961.

ОГЛАВЛЕНИЕ

Введение	3
К методике изучения терригенно-карбонатных отложений	5
Гранулометрический анализ	6
Анализ обломочных фракций	6
Анализ растворимой части пород	12
Геохимический анализ	13
Ордовикские отложения	19
Литология и геохимия	21
Типы пород	22
Гранулометрическая и минералогическая характеристика	35
Геохимическая характеристика	55
Полезные ископаемые	83
Силурийские отложения	91
Литология и геохимия	91
Типы пород	92
Гранулометрическая и минералогическая характеристика	103
Геохимическая характеристика	111
Полезные ископаемые	130
О генезисе некоторых пород и минералов	134
Фосфориты	134
Глауконит	143
Граптолитовые сланцы	145
Условия осадконакопления	148
Ордовикский период	152
Раннеордовикская эпоха	152
Среднеордовикская эпоха	184
Позднеордовикская эпоха	197
Силурийский период	202
Раннесилурийская эпоха	202
Позднесилурийская эпоха	213
Основные закономерности	217
Заключение	226
Литература	232

Василий Иванович Бгатов

ЛИТОЛОГО-ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ ОСАДКООБРАЗОВАНИЯ В ОРДОВИКЕ И СИЛУРЕ СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

Редактор **З. А. Кофман**. Художественный редактор **М. Ф. Живило**. Технический редактор **Н. А. Цыбенко**. Корректор **Л. В. Алексеева**. Сдано в набор 28. III. 1973 г. Подписано к печати 16. VIII. 1973 г. Объем 21,73 уч.-изд. л. Формат 70×108^{1/8}. Заказ 139. Тираж 600 экз. Цена 2 руб. 30 коп. АЛ01325.

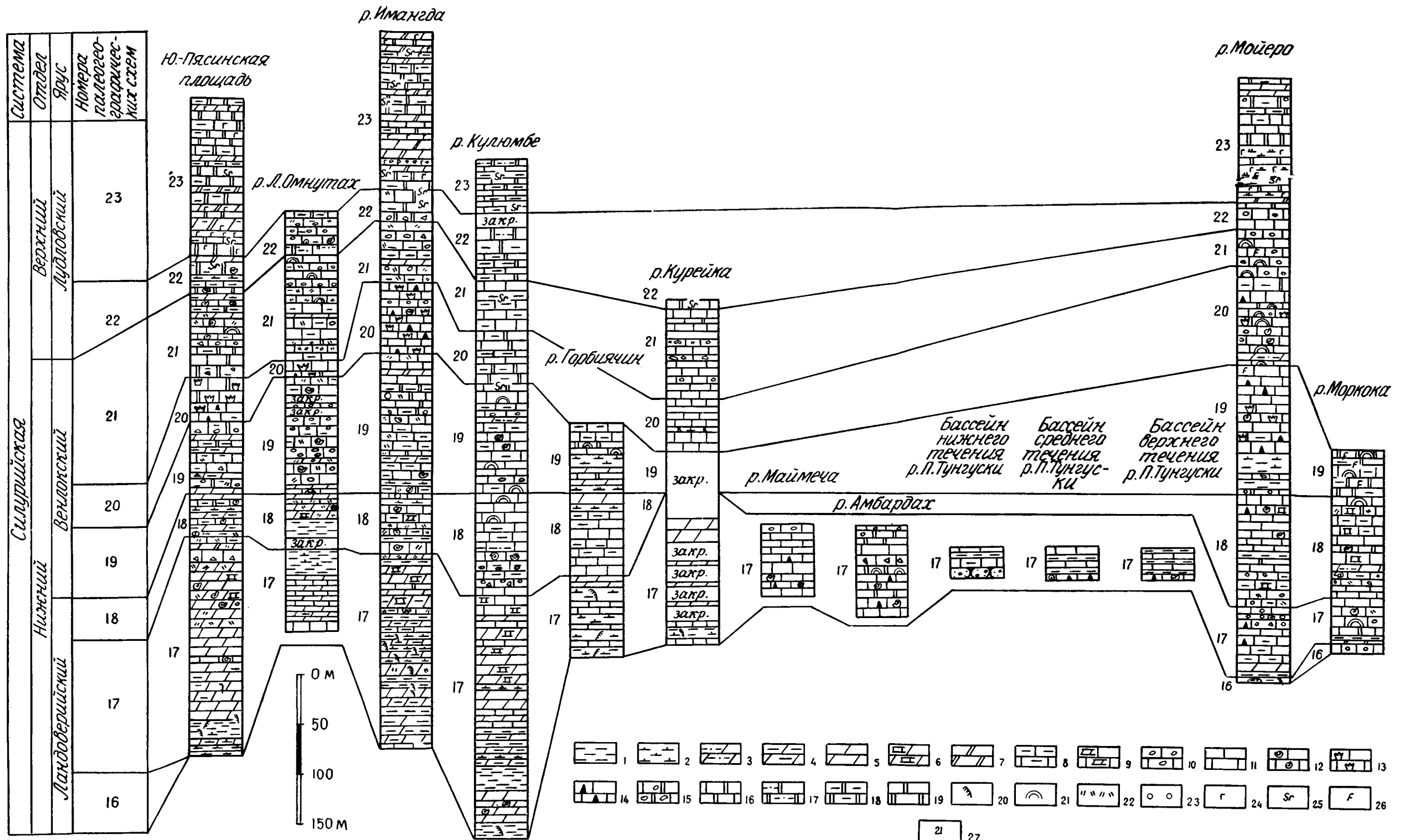


Рис. 28. Схема сопоставления изученных разрезов силура:

1 — аргиллит; 2 — аргиллит известковый; 3 — мергель алевролитистый; 4 — мергель глинистый; 5 — мергель; 6 — мергель с линзовидными включениями известняка; 7 — доломит; 8 — известняк глинистый; 9 — известняк с линзовидными включениями мергеля; 10 — известняк обломочный или с включениями обломков карбонатов; 11 — известняк; 12 — известняк органогенный; 13 — известняк кораллово-строматопоровый; 14 — известняк кремнистый; 15 — доломит известковый обломочный или с включением обломков карбонатов; 16 — известняк доломитовый, доломит известковый; 17 — доломит алевролитистый; 18 — доломит глинистый; 19 — доломит; 20 — остатки граптолитов; 21 — водорослевые образования; 22 — детрит органогенный; 23 — оолиты и сферолиты; 24 — гипс и ангидрит; 25 — целестин; 26 — флюорит; 27 — уровни сопоставления литолого-палеогеографических схем и их номера.

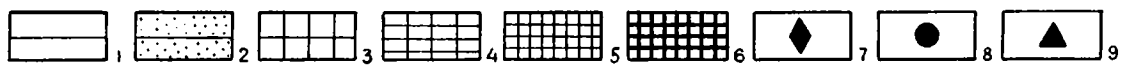
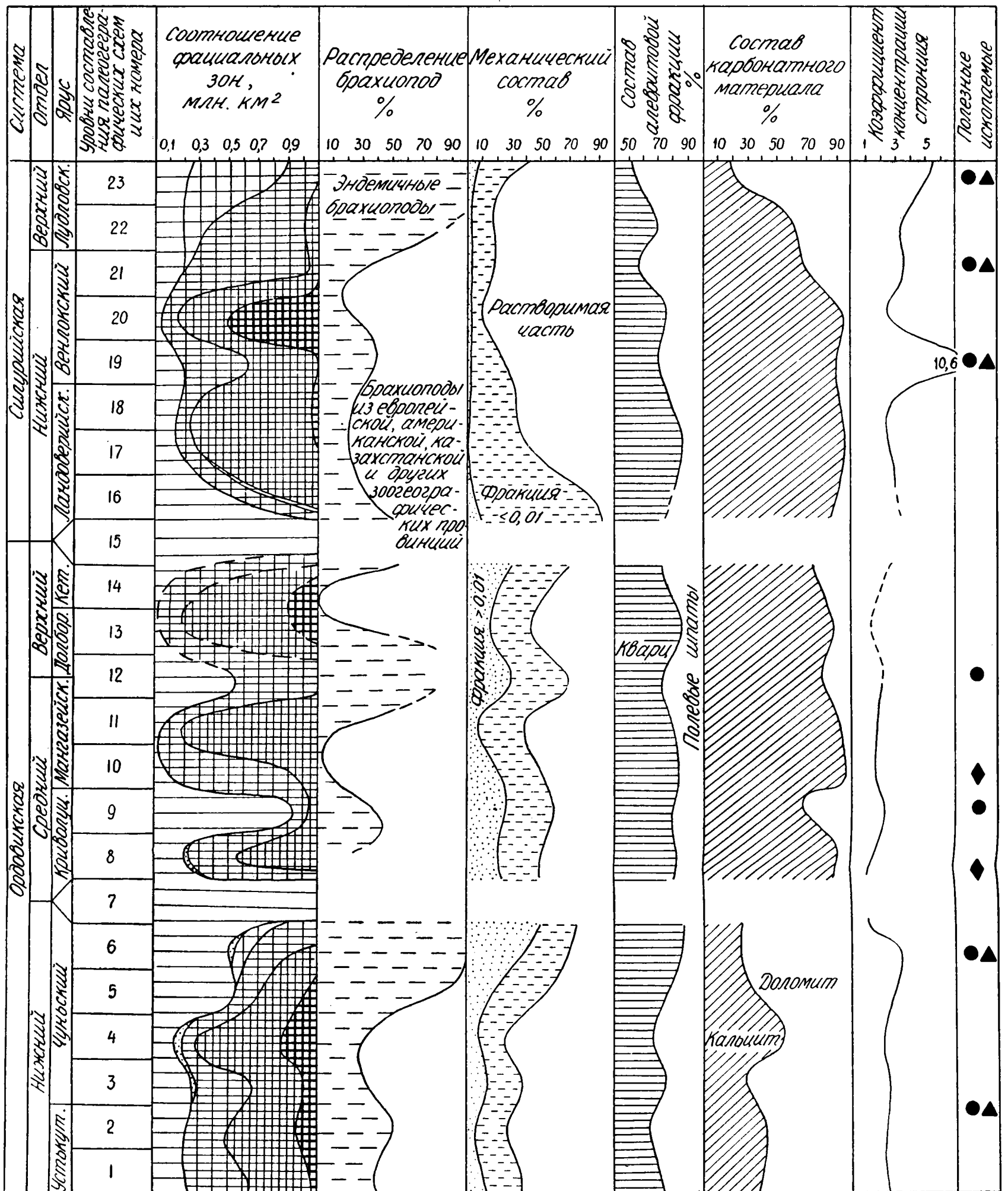
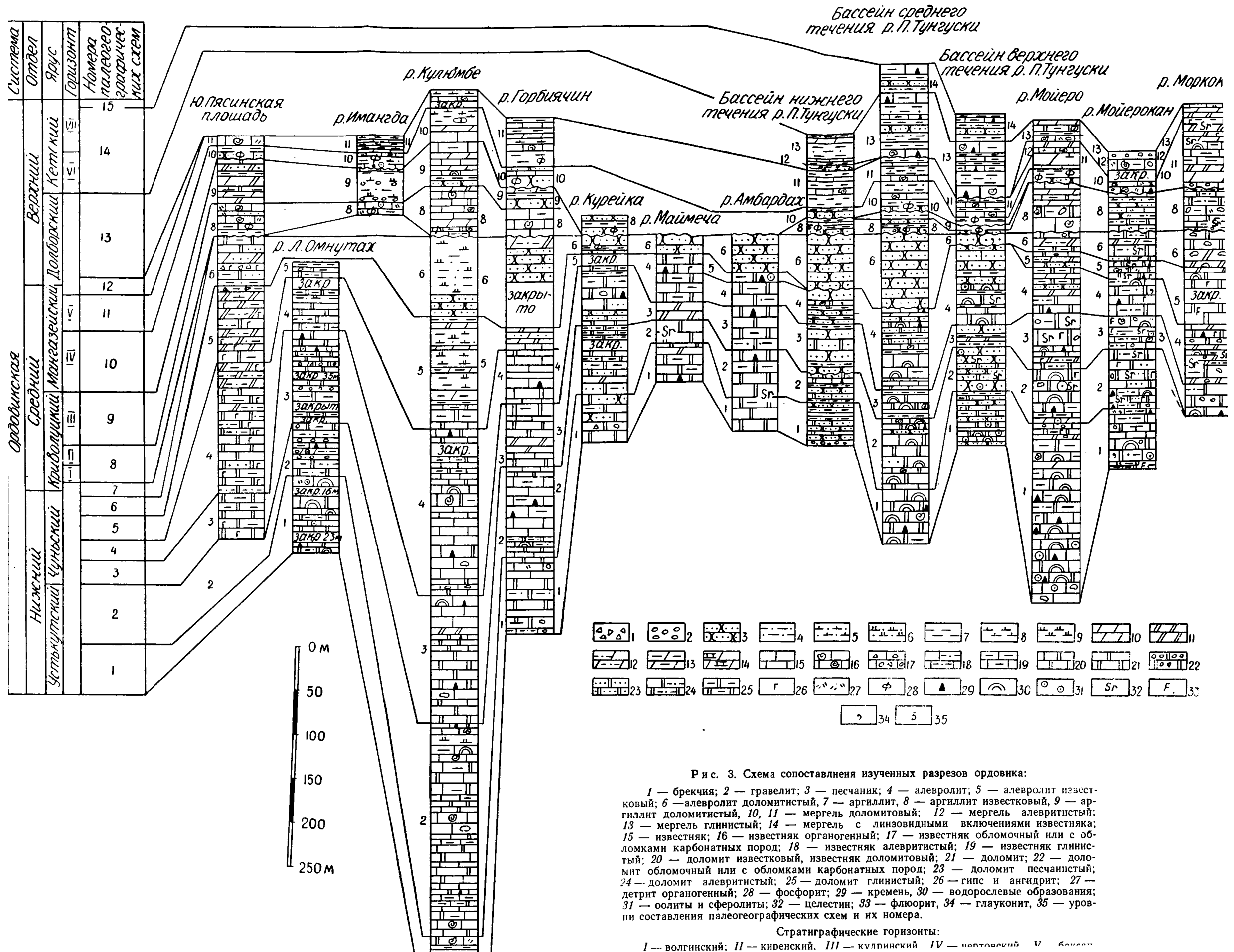


Рис. 70. Характеристика условий осадконакопления в ордовике и силуре Сибирской платформы:
 1 — суша; 2 — прибрежно-дельтовые осадки; 3 — лагунные осадки; 4 — прибрежно-мелководные осадки; 5 — мелководные осадки; 6 — фосфорит; 7 — целестин; 8 — флюорит; 9 — флюорит.



Р и с. 3. Схема сопоставления изученных разрезов ордовика:

1 — брекчия; 2 — гравелит; 3 — песчаник; 4 — алевролит; 5 — алевролит известковый; 6 — алевролит доломитистый; 7 — аргиллит; 8 — аргиллит известковый; 9 — аргиллит доломитистый; 10, 11 — мергель доломитовый; 12 — мергель алевролитистый; 13 — мергель глинистый; 14 — мергель с линзовидными включениями известняка; 15 — известняк; 16 — известняк органогенный; 17 — известняк обломочный или с обломками карбонатных пород; 18 — известняк алевролитистый; 19 — известняк глинистый; 20 — доломит известковый; известняк доломитовый; 21 — доломит; 22 — доломит обломочный или с обломками карбонатных пород; 23 — доломит песчаный; 24 — доломит алевролитистый; 25 — доломит глинистый; 26 — гипс и ангидрит; 27 — детрит органогенный; 28 — фосфорит; 29 — кремль; 30 — водорослевые образования; 31 — оолиты и сферолиты; 32 — целестин; 33 — флюорит; 34 — глауконит; 35 — уровни составления палеогеографических схем и их номера.

Стратиграфические горизонты:

I — волгинский; II — киренский; III — кулпинский; IV — чертовский; V — белозерский